

Das Rain Area Delineation Scheme RADS

Ein neues Verfahren zur satellitengestützten Erfassung der Niederschlagsfläche über Mitteleuropa

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften

(Dr. rer. nat)

dem Fachbereich Geographie
der Philipps-Universität Marburg
vorgelegt von

Thomas Nauss
aus Stuttgart

Marburg/Lahn 2005

Teile der Arbeit sind u.a. veröffentlicht in:

- Kokhanovsky, A. A. and T. Nauss 2005: Satellite-based retrieval of ice cloud properties using a semi-analytical algorithm. *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, 110/D19, D19206, 10.1029/2004JD005744
- Nauss, T., A. A. Kokhanovsky, J. Cermak, C. Reudenbach und J. Bendix 2005: Satellite based retrieval of cloud properties and their use in rainfall retrievals and fog detection. *Photogrammetrie - Fernerkundung – Geoinformation* 3/2005, 209-218.
- Nauss, T., A. A. Kokhanovsky, T. Y. Nakajima, C. Reudenbach and J. Bendix 2005: The intercomparison of selected cloud retrieval algorithms. *Atmospheric Research* 78, 46-78.
- Nauss, T. and J. Bendix 2005: An operational MODIS processing scheme for PC dedicated to direct broadcasting applications in meteorology and earth sciences. *Computers and Geosciences* 31/6, 804-808.
- Kokhanovsky, A. A., V. V. Rozanov, T. Nauss, C. Reudenbach, J. S. Daniel, H. L. Miller J. P. Burrows 2005: The semi-analytical cloud retrieval algorithm for SCIAMACHY. I. The validation. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions* 5/2, 1995-2015.

Eine gedruckte Ausgabe der Dissertation wird in der Reihe der Marburger Geographischen Schriften (Nr. 143) erscheinen.

Vom Fachbereich Geographie der Philipps-Universität Marburg als Dissertation angenommen am 25.05.2005

Erstgutachter: Prof. Dr. Jörg Bendix (Marburg)

Zweitgutachter: Prof. Dr. Georg Miehe (Marburg)

Drittgutachter: Prof. Dr. Christoph Schneider (Aachen)

Tag der mündlichen Prüfung: 06.07.2005

Vorwort

Die Arbeit entstand im Rahmen des GLOWA-Danube-Projekts des Bundesministeriums für Bildung und Forschung (BMBF). Ich möchte mich daher bei allen Kolleginnen und Kollegen aus den einzelnen Projektgruppen für die gute und erfolgreiche Zusammenarbeit in den vergangenen Jahren bedanken, insbesondere bei den Herren Dipl.-Meteorol. Andreas Pfeiffer und Hans Schipper (Universität München), bei Frau Dr. Barbara Früh (Universität Mainz) sowie dem Projektleiter von GLOWA-Danube, Herrn Prof. Dr. Wolfram Mauser (Universität München).

Desweiteren danke ich der Erich-Becker-Stiftung (vormals Flughafen Frankfurt Main Stiftung) für die großzügige Förderung meiner Forschung.

Alle Personen aufzuführen, die auf unterschiedliche Art und Weise größere oder auch kleinere Teile der vorliegenden Arbeit beeinflusst haben, und denen ich herzlichen Dank schulde, erscheint mir nicht möglich. Ich beschränke mich daher im Folgenden auf die wichtigsten:

Zunächst sind hier die Mitarbeiterinnen und Mitarbeiter des Laboratory for Climatology and Remote Sensing (LCRS) des Fachbereichs Geographie der Philipps-Universität Marburg zu nennen. Vor allem Herr MA Jan Cermak, Herr Dipl.-Inf. (FH) Maik Dobbermann und Herr Dipl.-Geogr. Boris Thies standen mir oft mit Rat und Tat zur Seite. Für wertvolle Vorstudien im Rahmen ihrer Examensarbeiten danke ich darüber hinaus Frau Dipl.-Geogr. Christine Träger und Herrn Dipl.-Geogr. Mirko Wagner.

Für konstruktive Diskussionen bin ich im Besonderen den Mitgliedern der International Precipitation Working Group (IPWG) sowie Herrn Dr. Takashi Y. Nakajima (JAXA) zu Dank verpflichtet. Für die Bereitstellung des Quellcodes des ATSK3-Retrievals geht mein Dank an Herrn Prof. Dr. Teruyuki Nakajima (Universität Tokio), für die Bereitstellung von SCIATRAN an Herrn Dr. Alexej Rozanov und Herrn Dr. Vladimir Rozanov (beide Universität Bremen) und für die Bereitstellung der PC-Radarprodukte an Herrn Dr. Bruno Rudolf (Weltzentrum für Niederschlag, DWD) sowie Herrn Walter Ott (DWD).

Herrn Dr. Alexander Kokhanovksy (Universität Bremen) möchte ich für die sehr gute Zusammenarbeit, die kritischen Diskussionen und die jederzeitige Unterstützung im Zusammenhang mit der Ableitung von Wolkenparametern aus Satellitendaten danken.

Herrn Dr. Christoph Reudenbach (Universität Marburg) danke ich nachdrücklich dafür, dass er nie müde wurde, mich in endlose Diskussionen zu verstricken und dadurch viele wichtige und entscheidende Impulse für die vorliegende Arbeit gegeben hat.

Mein größter Dank gilt abschließend meinem Doktorvater Herrn Prof. Dr. Jörg Bendix (Universität Marburg). Würde ich versuchen, den Dank an ihn näher zu beschreiben und somit auf einzelne Aspekte einzugrenzen, so könnte ich seiner zu jeder Zeit und in jeglicher Hinsicht gewährten Unterstützung nicht gerecht werden.

Für die Aufnahme der Arbeit in ihre Schriftenreihe bin ich dem Herausbergremium der „Marburger Geographischen Schriften“ zu Dank verpflichtet.

Saarbrücken und Marburg/Lahn im November 2005

Thomas Nauss

Inhaltsverzeichnis

Vorwort.....	II
Abbildungsverzeichnis.....	VII
Tabellenverzeichnis.....	X
Verzeichnis häufig verwendeter Abkürzungen.....	XI
Verzeichnis häufig verwendeter Symbole.....	XIV
1 Problemstellung und Zielsetzung.....	1
1.1 Einleitung.....	1
1.2 Problematik flächendeckender Niederschlagserfassung am Beispiel von GLOWA-Danube.....	2
1.3 Zielsetzung der Arbeit.....	5
1.4 Übersicht über die zu entwickelnden Verfahren.....	8
1.5 Aufbau der Arbeit.....	9
2 Konzeption eines Verfahrens zur operationellen Ableitung der Nieder- schlagsfläche aus optischen Satellitendaten über Mitteleuropa.....	12
2.1 Aktueller Stand satellitenbasierter Verfahren zur Niederschlagsablei- tung.....	12
2.1.1 Niederschlagsretrieval unter Verwendung optischer Sensoren..	13
2.1.1.1 Wolkenindex-Verfahren.....	13
2.1.1.2 Bispektrale Verfahren.....	14
2.1.1.3 Lebenszyklus-Verfahren	15
2.1.1.4 Wolkenmodell-Verfahren.....	15
2.1.2 Passive Mikrowellenverfahren.....	16
2.1.3 Hybride Methoden.....	18
2.2 Notwendigkeit der Entwicklung eines satellitenbasierten Verfahrens zur Erfassung der Niederschlagsfläche in den Mittelbreiten.....	19
2.3 Dominierende Niederschlagsprozesse in den Mittelbreiten im Hinblick auf die zugrunde liegenden wolkenphysikalischen Prozesse.....	21
2.4 Konzeptmodell zur fernerkundlichen Erfassung der Niederschlagsflä- che über Mitteleuropa.....	25
3 Verwendete Daten und Modelle.....	28
3.1 Terra-/Aqua-MODIS-Daten.....	28
3.1.1 Eigenschaften des Satellitensystems.....	28
3.1.2 Operationelle Verarbeitung der MODIS-Daten und -Produkte..	30
3.1.2.1 MOPSPreprocess.....	30

3.1.2.2 MOPSPProducts.....	32
3.1.2.3 MOPSPPostprocess.....	34
3.1.2.4 MOPSTools.....	34
3.2 Synoptische Daten.....	36
3.2.1 DWD-Radardaten.....	36
3.2.2 Radiosondendaten.....	38
3.2.3 Strahlungstransfermodelle.....	38
3.3 Geländemodell GTopo30.....	40
4 Entwicklung eines Methodenverbundes zur Ableitung der Niederschlags- fläche über Mitteleuropa.....	41
4.1 Ableitung optischer und mikrophysikalischer Parameter aus Satelliten- daten.....	42
4.1.1 Optische Eigenschaften von Wolken.....	42
4.1.1.1 Tropfenspektrum und Tropfenkonzentration.....	43
4.1.1.2 Streuungs- und Absorptionseigenschaften von Wolken- tropfen.....	45
4.1.1.3 Abhängigkeit der Streuungsprozesse von der Beobach- tungsgeometrie.....	49
4.1.1.4 Reflexionsfunktion von Wolken.....	51
4.1.2 Ableitung von Wolkenparametern aus Satellitendaten.....	56
4.1.3 Das LUT-basierte Wolkenparameterretrieval ATSK3.....	58
4.1.4 Das semi-analytische Wolkenretrieval SACURA.....	62
4.1.5 Vergleichsstudie zwischen SACURA und ATSK3.....	69
4.1.5.1 Szene über dem Pazifischen Ozean.....	71
4.1.5.2 Szene über Mitteleuropa.....	78
4.1.5.3 Sensitivität der Retrievals bezüglich der Zusatzdaten....	85
4.1.5.4 Zusammenfassung der Evaluierungsstudie.....	89
4.2 Ableitung der Niederschlagsfläche aus Satellitendaten.....	90
4.2.1 Erfassung der Niederschlagsfläche auf Basis optischer und mi- krophysikalischer Wolkenparameter.....	90
4.2.1.1 Die europäische Hochwasserperiode im August 2002... 91	
4.2.1.2 Autoadaptive Bestimmung des Schwellwerts für den ef- fektiven Wolkentropfenradius in Abhängigkeit der op- tischen Dicke zur Abgrenzung der Niederschlagsfläche.92	
4.2.1.3 Abgrenzung konvektiver und stratiformer Niederschlags- prozesse	94

4.3 Zusammenfassende Übersicht über das Rain Area Delineation Scheme RADS zur Erfassung der Niederschlagsfläche in den Mittelbreiten...	96
5 Validierung des Rain Area Delineation Scheme RADS.....	99
5.1 Strategie zur Validierung dichotomer Niederschlagsinformationen und verwendete statistische Testverfahren.....	99
5.1.1 Datengrundlage für die Validierung dichotomer Niederschlagsin- formationen.....	100
5.1.2 Datenaufbereitung für die Validierung der MODIS-Produkte.	101
5.1.3 Verwendete statistische Testwerte.....	102
5.2 Ergebnisse der Validierungsstudie.....	106
5.2.1 Ergebnisse ausgewählter MODIS-Szenen.....	106
5.2.1.1 Die MODIS-Szene vom 07.04.2004.....	106
5.2.1.2 Die MODIS-Szene vom 21.03.2004.....	109
5.2.1.3 Die MODIS-Szene vom 30.08.2004.....	112
5.2.2 Ergebnisse auf der Grundlage von 221 MODIS-Szenen.....	114
5.2.2.1 Anteil der Niederschlagsflächen in Satelliten- und Refe- renzdaten.....	114
5.2.2.2 Accuracy und Bias.....	116
5.2.2.3 POD, FAR und POFD.....	118
5.2.2.4 CSI, HKD, HSS und ETS.....	121
5.2.3 Zusammenfassung der Ergebnisse der Validierungsstudie von RADS.....	123
6 Zusammenfassung und Ausblick.....	125
Summary.....	131
Literaturverzeichnis.....	133

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Modellarchitektur von DANUBIA in UML-ähnlicher Notation.....	3
Abbildung 2: Konzeptmodell zur Erfassung der Niederschlagsfläche auf Basis der Wolkendicke und Tropfengröße.....	6
Abbildung 3: Übersicht über die zur Ableitung der Niederschlagsfläche benötigten Arbeitsschritte.....	8
Abbildung 4: Übersicht über den Aufbau der Arbeit.....	10
Abbildung 5: Konzeptmodell für die Entstehung von Nimbostratus in Vergesellschaftung mit Cumulonimbus-Wolken.....	22
Abbildung 6: Idealisierte Niederschlagsmuster in Verbindung mit außertropischen Zyklonen.....	23
Abbildung 7: Vertikalschnitt durch ein warmfrontales Band erhöhter stratiformer Niederschläge aufgrund eingebetteter Konvektion.....	24
Abbildung 8: Vertikalschnitt durch eine außertropische Zyklone.....	25
Abbildung 9: Konzeptmodell zur Erfassung stratiformer Niederschläge auf Basis optischer und mikrophysikalischer Wolkeneigenschaften.....	26
Abbildung 10: Übersicht über die Architektur der operationellen MODIS-Prozesskette MOPS	31
Abbildung 11: Komponenten der am Sensor empfangenen Strahlung.....	33
Abbildung 12: Terra-MODIS-Szene vom 29.07.2002, 10:59 UTC.....	35
Abbildung 13: Räumliche Verteilung der für das DWD-PC-Produkt verwendeten Radarstationen.....	37
Abbildung 14: Response Funktion des 0,65 μm (a) und 3,7 μm (b) MODIS-Kanals.....	39
Abbildung 15: Realer (a) und imaginärer (b) Term des komplexen Refraktionsindex für Wasser und Eis.....	46
Abbildung 16: Abhängigkeit der Phasenfunktion von der Tropfengröße bei 0,65 μm (a) bzw. von der Wellenlänge für effektive Tropfenradien von 6 μm (b).....	50
Abbildung 17: Reflexionsfunktion einer homogenen Wolkenschicht bei 0.65 μm	52
Abbildung 18: Reflexionsfunktion einer homogenen Wolkenschicht bei 1.6 μm	53
Abbildung 19: Reflexionsfunktion einer homogenen Wolkenschicht im VIS und NIR als Funktion der optischen Dicke und des effektiven Radius.....	54
Abbildung 20: Prozentuale Eindringtiefe von Strahlung in eine Wolke in Abhängigkeit der Wellenlänge.....	55

Abbildung 21: Abweichung zwischen genäherter (Gl. 48) und exakt (Mishchenko et al. 1999) berechneter Reflexionsfunktion.....	64
Abbildung 22: Abweichung der mittels SACURA berechneten Reflexion bei 1,6 μm von exakten Strahlungstransfermodellierungen.....	68
Abbildung 23: Abweichung der mittels SACURA berechneten Reflexion bei 0,86 μm von exakten Strahlungstransfermodellierungen.....	69
Abbildung 24: Räumliche Verteilung der optischen Dicke für die Terra-MODIS-Szene vom 18.07.2001, 15:30 UTC.....	72
Abbildung 25: Vergleich der mit ATSK3 (linke Spalte) und SACURA (rechte Spalte) abgeleiteten optischen Dicken mit den Ergebnissen des MOD06-Produkts für die Terra-MODIS-Szene vom 18.07.2001, 15:30 UTC.	74
Abbildung 26: Räumliche Verteilung der prozentualen Abweichung der optischen Dicke zwischen ATSK3 (a) bzw. SACURA (b) und dem MOD06-Produkt für die Terra-MODIS-Szene vom 18.07.2001, 15:30 UTC.....	75
Abbildung 27: Räumliche Verteilung der effektiven Radian aus MOD-37 (a), MOD-16 (b), ATSK3 (c) und SACURA (d) für die Terra-MODIS-Szene vom 18.07.2001, 15:30 UTC.....	75
Abbildung 28: Vergleich der mit ATSK3 (linke Spalte) und SACURA (rechte Spalte) abgeleiteten effektiven Radian mit den Ergebnissen des MOD06-Produkts für die Terra-MODIS-Szene vom 18.07.2001, 15:30 UTC.	76
Abbildung 29: Räumliche Verteilung der prozentualen Abweichung der effektiven Radian zwischen ATSK3 und MOD-37 (a) bzw. SACURA und MOD-16 (b) für die Terra-MODIS-Szene vom 18.07.2001, 15:30 UTC.....	77
Abbildung 30: Räumliche Verteilung der optischen Dicke für die Terra-MODIS-Szene vom 10.08.2002, 09:45 UTC.....	79
Abbildung 31: Vergleich der mit ATSK3 (linke Spalte) und SACURA (rechte Spalte) abgeleiteten optischen Dicken mit den Ergebnissen des MOD06-Produkts für die Terra-MODIS-Szene vom 10.08.2002, 09:45 UTC.	81
Abbildung 32: Räumliche Verteilung der prozentualen Abweichung der optischen Dicke zwischen ATSK3 (a) bzw. SACURA (b) und dem MOD06-Produkt für die Terra-MODIS-Szene vom 10.08.2002, 09:45 UTC.....	82
Abbildung 33: Räumliche Verteilung der effektiven Radian aus MOD-37 (a), MOD-16 (b), ATSK3 (c) und SACURA (d) für die Terra-MODIS-Szene vom 10.08.2002, 09:45 UTC.....	83
Abbildung 34: Vergleich der mit ATSK3 (linke Spalte) und SACURA (rechte Spalte) abgeleiteten effektiven Radian mit den Ergebnissen des MOD06-Produkts für die Terra-MODIS-Szene vom 10.08.2002, 09:45 UTC.	84

Abbildung 35: Räumliche Verteilung der prozentualen Abweichung der effektiven Radien zwischen ATSK3 und MOD-37 (a) bzw. SACURA und MOD-16 (b) für die Terra-MODIS-Szene vom 10.08.2002, 09:45 UTC.....	85
Abbildung 36: Einfluss der Untergrundalbedo bei 0,65 μm und 3,7 μm auf die mittels ATSK3 abgeleiteten Wolkenparameter.....	86
Abbildung 37: Einfluss des atmosphärischen Feuchteprofils und der Temperatur der Erdoberfläche unter der Wolke auf die mittels ATSK3 abgeleiteten Werte der Wolkenparameter.....	87
Abbildung 38: Einfluss der Untergrundalbedo bei 0,86 μm und 1,6 μm auf die mittels SACURA abgeleiteten Werte der Wolkenparameter.....	88
Abbildung 39: Wertekombinationen der Wolkenparameter, die zu einem Bias von 1,0 +/-5% gegenüber den radarbasierten Niederschlagsfeldern der verwendeten MODIS-Szenen zwischen 1. und 13. August 2002 führen.....	93
Abbildung 40: Übersicht über das CI-RADS-Schema.....	95
Abbildung 41: Überblick über die neu entwickelte Methodenkombination aus SACURA und RADS.....	97
Abbildung 42: Vergleich der satelliten- und radarbasierten Niederschlagsflächen für die Terra-MODIS-Szene vom 05.08.2002, 11:05 UTC.	98
Abbildung 43: Vergleich der satelliten- und radarbasierten Niederschlagsflächen für die Terra-MODIS-Szene vom 07.04.2004, 09:56 UTC.....	107
Abbildung 44: Vergleich der satelliten- und radarbasierten Niederschlagsflächen für die Terra-MODIS-Szene vom 21.03.2004, 10:51 UTC.....	110
Abbildung 45: Vergleich der satelliten- und radarbasierten Niederschlagsflächen für die Terra-MODIS-Szene vom 30.08.2004, 10:38 UTC.....	113
Abbildung 46: Anteil der Niederschlagsfläche im RADS- und DWD-PC-Produkt für die in die Validierung mit einbezogenen 221 Terra-MODIS-Aufnahmen zwischen Januar und August 2004.	116
Abbildung 47: Bias und Accuracy der 221 nach zunehmendem Anteil der Niederschlagsfläche sortierten Terra-MODIS-Szenen zwischen Januar und August 2004.....	117
Abbildung 48: POD, FAR und POFD der 221 nach zunehmendem Anteil der Niederschlagsfläche sortierten Terra-MODIS-Szenen zwischen Januar und August 2004.....	119
Abbildung 49: CSI, ETS, HSS und HKD der 221 nach zunehmendem Anteil der Niederschlagsfläche sortierten Terra-MODIS-Szenen zwischen Januar und August 2004.....	122
Abbildung 50: Relative Anzahl der Niederschlagsereignisse auf Basis von 221 Terra-MODIS-Szenen zwischen Januar und August 2004.....	129

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Übersicht über die korrespondierenden Kanäle von Meteosat-8-SEVIRI (in μm) und Terra-/Aqua-MODIS (Kanalnummer).....	29
Tabelle 2: Niederschlagsrate und korrespondierende Radarreflektivität (dBZ) bzw. Reflektivitätsklassen des PC-Produkts nach Angaben des DWD.	38
Tabelle 3: Mittlerer Extinktionsquerschnitt (μm^2) verschiedener Wolkentypen bei 0,5 μm nach Liou (1992).....	47
Tabelle 4: Übersicht über die für die Berechnung der ATSK3-look-up-Tabellen verwendeten Parameterkombinationen.....	60
Tabelle 5: Kombination aus Wolkentyp und Flüssigwassergehalt (g/m^3) im ATSK3-Retrieval.....	61
Tabelle 6: Statistische Kenngrößen für den Vergleich der Terra-MODIS-Szene vom 18.07.2001, 15:30 UTC.....	73
Tabelle 7: Statistische Kenngrößen für den Vergleich der Terra-MODIS-Szene vom 10.08.2002, 09:45 UTC.....	80
Tabelle 8: Übersicht über die Felderkombinationen der verwendeten Kontingenztabelle.....	102
Tabelle 9: Übersicht über die in Abb. 46a jeweils einen Monat abgrenzende Aufnahmenummer.....	114
Tabelle 10: Ergebnisse der pixelbasierten Validierung der 221 Terra-MODIS-Szenen zwischen Januar und August 2004 unter Verwendung der CP-RADS-Technik.....	115
Tabelle 11: Ergebnisse der pixelbasierten Validierung der 221 Terra-MODIS-Szenen zwischen Januar und August 2004 unter ausschließlicher Verwendung der CI-RADS-Technik.....	115
Tabelle 12: Ergebnisse der Validierung der 221 Terra-MODIS-Szenen zwischen Januar und August 2004 unter Verwendung der CP-RADS-Technik und Zulassung eines Toleranzbereichs von 20 km.....	115

Verzeichnis häufig verwendeter Abkürzungen

AGIP	Adjusted GOES Precipitation Index (Kap. 2.1.3)
AMPE	Advanced MPE (Kap. 2.1.3)
AMSR-E	Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System
AMSU	Advanced Microwave Sounding Unit
AMSU-A	Advanced Microwave Sounding Unit – A
AMSU-B	Advanced Microwave Sounding Unit – B
Aqua	Polarumlaufender Satellit (EOS-PM, Kap. 3.1.1)
ATSK3	JAXA Cloud property retrieval (Kap. 4.1.3)
ATSR-2	Along Track Scanning Radiometer 2
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CGMS	Coordination Group for Meteorological Satellites
CMORPH	CPC Morphing Technique (Kap. 2.1.3)
CPC	NOAA Climate Prediction Center
CP-RADS	Cloud Property RADS (Kap. 4.2, 4.2.1.2)
CSI	Critical Success Index (Kap. 5.1.3)
CST	Convective Stratiform Technique (Kap. 2.1.1.4)
DAAC	Distributed Active Archive Center (NASA)
DANUBIA	Umwelt-Simulationsmodell (Kap. 1.2)
DEM	Digital Elevation Model
DISORT	Discrete Ordinary Solver (Kap. 3.3)
DWD	Deutscher Wetterdienst
ECST	Enhanced Convective Stratiform Technique (Kap. 4.2.2)
EOS	Earth Observing System (Kap. 3.1.1)
EOSDIS	EOS Data Information System (Kap. 3.1.1)
ETS	Equitable Threat Score (Kap. 5.1.3)
FAR	False Alarm Ratio (Kap. 5.1.3)
GARP	Global Atmosphere Research Programme
GATE	GARP Atlantic Tropical Experiment
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
GPI	GOES Precipitation Index (Kap. 2.1.1.1)
HKD	Hansen Kuipers Discriminant (Kap. 5.1.3)

HSS	Heidke Skill Score (Kap. 5.1.3)
IPWG	International Precipitation Working Group
IR	Elektromagnetisches Spektrum im infraroten Bereich (Kap. 2.1.1)
CI-RADS	Convection Identification RADS (Kap. 4.2.2)
JAXA	Japan Aerospace Exploration Agency
LUT	look-up-Table (Kap. 4.1.3)
MAS	MODIS Airborne Simulator Sensor
MCC	Mesoscale Convective Cluster (Kap. 2.3)
MOD035	MODIS Cloud Mask Product (Kap. 3.1.2.2)
MOD06	MODIS Cloud Property Product (Kap. 4.1.5)
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (Kap. 3.1; 3.1.1)
MOPS	MODIS Operational Processing Scheme (Kap. 3.1.2)
MPE	Multi-Sensor Precipitation Estimate (Kap. 2.1.3)
MW	Elektromagnetisches Spektrum im Mikrowellen-Bereich (Kap. 2.1.2)
NASA	National Aeronautic and Space Administration
NIR	Elektromagnetisches Spektrum im nahen infraroten Bereich (Kap. 2.1.1)
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OR	Odds Ratio (Kap. 5.1.3)
PC-Produkt	DWD-Radarprodukt (Kap. 3.2.1)
PL-Produkt	DWD-Radarprodukt (Kap. 3.2.1)
POD	Probability Of Detection (Kap. 5.1.3)
POFD	Probability Of False Detection (Kap. 5.1.3)
PR	TRMM-Precipitation Radar
PROXEL	Process Pixel (Kap. 1.2)
RADS	Rain Area Delineation Scheme (Kap. 4.2)
RSTAR5b	Strahlungstransfermodel (Kap. 3.3)
SACURA	Semi-Analytical CloUd Retrieval Algorithm (Kap. 4.1.4)
SAF	Satellite Application Facility (Eumetsat)
SCIAMA-CHY	Polarumlaufender Satellit
SCIATRAN	Strahlungstransfermodel (Kap. 3.3)

SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (Kap. 3.1.1)
SSM/I	Special Sensor Microwave Imager
STREAMER	Strahlungstransfermodel (Kap. 3.3)
Terra	Polarumlaufender Satellit (EOS-AM, Kap. 3.1.1)
TMI	TRMM Microwave Imager
TRMM	Tropical Rainfall Measurement Mission
VIIRS	Visible/Infrared Imager/Radiometer Suit
VIS	Elektromagnetisches Spektrum im sichtbaren Bereich (Kap. 2.1.1)
VISSR	Visible and Infrared Spin Scan Radiometer
WCRP	World Climate Research Programme
WGDM	GPCP Working Group on Data Management
WGNE	WMO Working Group on Numerical Experimentation
WMO	World Meteorological Organization
WV	Elektromagnetisches Spektrum im wasserdampfabsorbierenden Bereich (Kap. 2.1.1)
WWRP	World Weather Research Program

Verzeichnis häufig verwendeter Symbole

a	Tropfenradius
a_0	Modalwert des Tropfenradius
a_{ef}	effektiver Wolkentropfenradius
A_g	Untergrundalbedo
A_p	Planetare Albedo
B	Planck-Funktion
c	Lichtgeschwindigkeit im Vakuum
C_v	volumetrische Tropfenkonzentration
C_w	Flüssigwassergehalt
d	horizontaler Abstand
D	geometrische Dicke einer Wolke
e	Partialdruck des Wasserdampfs
E	Atmosphärische Emission
F_0	solare Strahlungsflussdichte
F_{diff}	diffuser Strahlungsfluss
g	Asymmetrieparameter
h	Planck-Konstante
I	Strahlungsintensität
I_0	Solare Strahlungsintensität
k	Stefan-Boltzmann-Konstante
k_{abs}	Volumenabsorptionskoeffizient
k_{ext}	Volumenextinktionskoeffizient
k_{sca}	Volumenstreuungskoeffizient
K	Fluchtfunktion (Abschwächungskoeffizient in Gl. 6)
L	Strahldichte
LWP	Flüssigwasserweg
m	komplexer Refraktionsindex
m_i	imaginärer Term des komplexen Refraktionsindex
m_r	realer Term des komplexen Refraktionsindex
N	Tropfenkonzentration bzw. allg. Anzahl
p	Phasenfunktion
P	Luftdruck
P_r	Radarsignalstärke

q	Extrapolationslänge
Q_{abs}	Absorptionseffizienz
Q_{ext}	Extinktionseffizienz
Q_{sca}	Streuungseffizienz
r_c	Planetare Albedo einer Wolkenschicht
\bar{r}_c	Sphärische Albedo einer Wolkenschicht
R	Reflexionsfunktion
\hat{R}	Reflexionsfunktion unter Berücksichtigung der Bodenalbedo
R_∞	Reflexionsfunktion einer halb-unendlichen Wolke
SI	Signed integer
t	diffuse Transmission
T	Lufttemperatur
T_{BB}	Schwarzkörpertemperatur
T_c	Schwarzkörpertemperatur der Wolkentemperatur
T_g	Schwarzkörpertemperatur der Bodenoberfläche
T_{IR}	Temperatur im thermalen Infrarot-Kanal ($\sim 11\mu m$)
T_{WV}	Temperatur im wasserdampfabsorbierenden Kanal ($\sim 6,7\mu m$)
THV	Schwellwert
w	Wasserdampfgehalt
w_e	äquivalenter Wasserdampfgehalt
z	Höhe
z_{Bottom}	Höhe der Wolkenbasis
z_{Top}	Höhe der Wolkenoberfläche
Z	Radarreflektivitätsfaktor
β	Absorptionswahrscheinlichkeit
Γ	Gamma-Funktion
ϑ	Sensorzenit
ϑ_0	Sonnenzenit
ζ	Sensorazimut
ζ_0	Sonnenazimut
Θ	Streuwinkel
λ	Wellenlänge

λ_{ecw}	effektive zentrale Wellenlänge
μ	Kosinus des Sensorzenits
μ_0	Kosinus des Sonnenzenits
Ξ	unidirektionale, atmosphärische Transmission
ρ	Dichte von Wasser
σ_{abs}	Absorptionsquerschnittsfläche
σ_{ext}	Extinktionsquerschnittsfläche
σ_{sca}	Streuungsquerschnittsfläche
τ	optische Dicke
ϕ	relativer Azimut
χ	Größenparameter
ω	Einfachstreualbedo
\mathbb{N}	Normalisierungskonstante der Gamma-Funktion
$\langle \dots \rangle$	Mittelwert

1 Problemstellung und Zielsetzung

1.1 Einleitung

Die vorliegende Arbeit stellt die Entwicklung eines automatisierten Verfahrens zur Ableitung der Niederschlagsfläche aus optischen Satellitendaten unter spezieller Berücksichtigung der Niederschlagsprozesse Mitteleuropas vor. Der Fokus auf Mitteleuropa, stellvertretend für die mittleren Breiten, begründet sich zum einen durch die bisher für diese Region unzureichenden Resultate optischer Verfahren zur Niederschlagsableitung, zum anderen durch die räumlichen, zeitlichen und konzeptionellen Einschränkungen von auf Mikrowellen-Sensoren basierenden Techniken, vor allem über Landflächen (vgl. Kap. 2.2).

Grundsätzlich können Niederschläge durch Stationsmessungen sowie durch boden- (Radar) bzw. satellitengestützte Fernerkundungsverfahren gemessen oder unter Verwendung numerischer Wettermodelle berechnet werden. Für die Bereitstellung flächendeckender Messdatensätze stellen fernerkundliche Ansätze (sog. Retrievals) jedoch die einzige Alternative dar. Schon früh forderten deshalb einige Autoren die Entwicklung von Verfahren für mittlere und höhere Breiten (WYLIE 1979; ARKIN & JANOWIAK 1991). Die auf optischen Sensoren basierenden Ansätze blieben aber bis heute i.d.R. auf Fallstudien bzw. auf die Erfassung überwiegend konvektiv induzierter Niederschläge, z.B. im Zusammenhang mit schmalen kaltfrontalen Bändern, beschränkt (vgl. Kap. 2.3).

Aus dem Mangel an geeigneten Satellitenverfahren darf jedoch nicht geschlossen werden, dass kein Bedarf an flächendeckenden, hoch aufgelösten Niederschlagsinformationen besteht. Gerade in wirtschaftlich intensiv erschlossenen, dicht besiedelten Regionen führen Niederschlagsereignisse immer wieder zu enormen direkten (z.B. Hochwasser) und indirekten (z.B. Verzögerungen im Straßen- und Luftverkehr) Schäden (vgl. u.a. MÜNCHENER RÜCK 1999, 2003; EVANS 2001). Die möglichst exakte Kenntnis der Niederschlagsverteilung kann hier einen Beitrag zur Risikoabschätzung und oft auch zur Schadensminimierung leisten. Desweiteren bilden quantifizierbare Daten eine wichtige Grundlage für die klimatologische und hydrologische Forschung, da die Niederschläge zusammen mit der Evapotranspiration die beiden Hauptflüsse zwischen den großen Wasserspeichern des hydrologischen Kreislaufs bilden. In diesem Zusammenhang zeigen beispielsweise HAUSCHILD et al. (1992) die Verwendungsmöglichkeiten von satellitengestützten Niederschlagsinformationen im Weltzentrum für Niederschlag oder LIPTON & MODICA (1999) die Vorteile der Datenassimilierung in numerischen Wettermodellen.

Nachfolgend sollen am Beispiel des GLOWA-Danube-Projekts, in dessen Rahmen die vorliegende Arbeit entstanden ist, zunächst die generellen Konzepte und Problemfelder einer flächendeckenden Niederschlagserfassung kurz dargestellt werden. Dabei werden die drei grundlegenden Ansätze – Interpolation von Stationsdaten, Modellierung in Wettermodellen und Ableitung aus Fernerkundungsdaten – unterschieden. Basierend auf diesen Überlegungen werden anschließend die Zielsetzung sowie der Aufbau der Arbeit vorgestellt.

1.2 Problematik flächendeckender Niederschlagserfassung am Beispiel von GLOWA-Danube

Ziel von GLOWA-Danube ist die Identifikation und Analyse nachhaltiger Wasserwirtschaftsstrategien vor dem Hintergrund der regionalen Auswirkungen des globalen Klimawandels im oberen Donau-Einzugsgebiet (vgl. MAUSER et al. 2002). Das Projekt ist Teil des Verbundvorhabens Globaler Wandel des Wasserkreislaufs (GLOWA) des Bundesministeriums für Bildung und Forschung (BMBF), in dessen Rahmen noch vier weitere, regional verteilte Projekte in Europa, Afrika und dem Nahen Osten gefördert wurden bzw. werden (vgl. GSF 2002).

Zur Regionalisierung der Auswirkungen des globalen Klimawandels, zur Analyse bestehender sowie potentieller Nutzungskonflikte und zur Bewertung neuer, integrativer Techniken der Wasserwirtschaft wurde von den 13 natur-, wirtschafts- und sozialwissenschaftlichen Forschungsgruppen, die die Kernbereiche Meteorologie, Hydrologie, Pflanzenökologie, Wasserwirtschaft, Umweltpsychologie, Agrar- und Umweltökonomie, Tourismusforschung und Informatik abdecken, das quantitative Umwelt-Simulationsmodell DANUBIA entwickelt. Dabei ist jede Projektgruppe für die Entwicklung bestimmter Teilmodelle (Objekte) zuständig. Die modellierten Parameter werden den anderen Gruppen über definierte Schnittstellen zur Verfügung gestellt, so dass sich die vielfältigen Wechselwirkungen im Mensch-Umwelt-System erfassen lassen. Für die Konzeption, Implementierung und Dokumentation von DANUBIA wird die Unified Modelling Language (UML, BOOCH et al. 1999), ein de facto Industriestandard zur graphischen Notation, verwendet. Die netzverteilte Modellierung und Kommunikation der Objekte im 1-Stunden-Zeittakt ist mittels der Java-Remote-Model-Invocation-Technik (RMI, PITT et al. 2001) realisiert. Weitere Informationen zu DANUBIA finden sich beispielsweise bei BARTH et al. (2002) bzw. LUDWIG et al. (2003) und solche zur räumlichen Grundeinheit des Rastermodells von 1 mal 1 km, dem sog. process pixel, (PROXEL) bei TENHUNEN & KABAL (1999).

Abbildung 1 zeigt die Modellarchitektur von DANUBIA in einer UML-ähnlichen Darstellung. Die Niederschlagsinformationen für das ca. 77.000 km² umfassende obere Donaueinzugsgebiet werden innerhalb des vom Autor im-

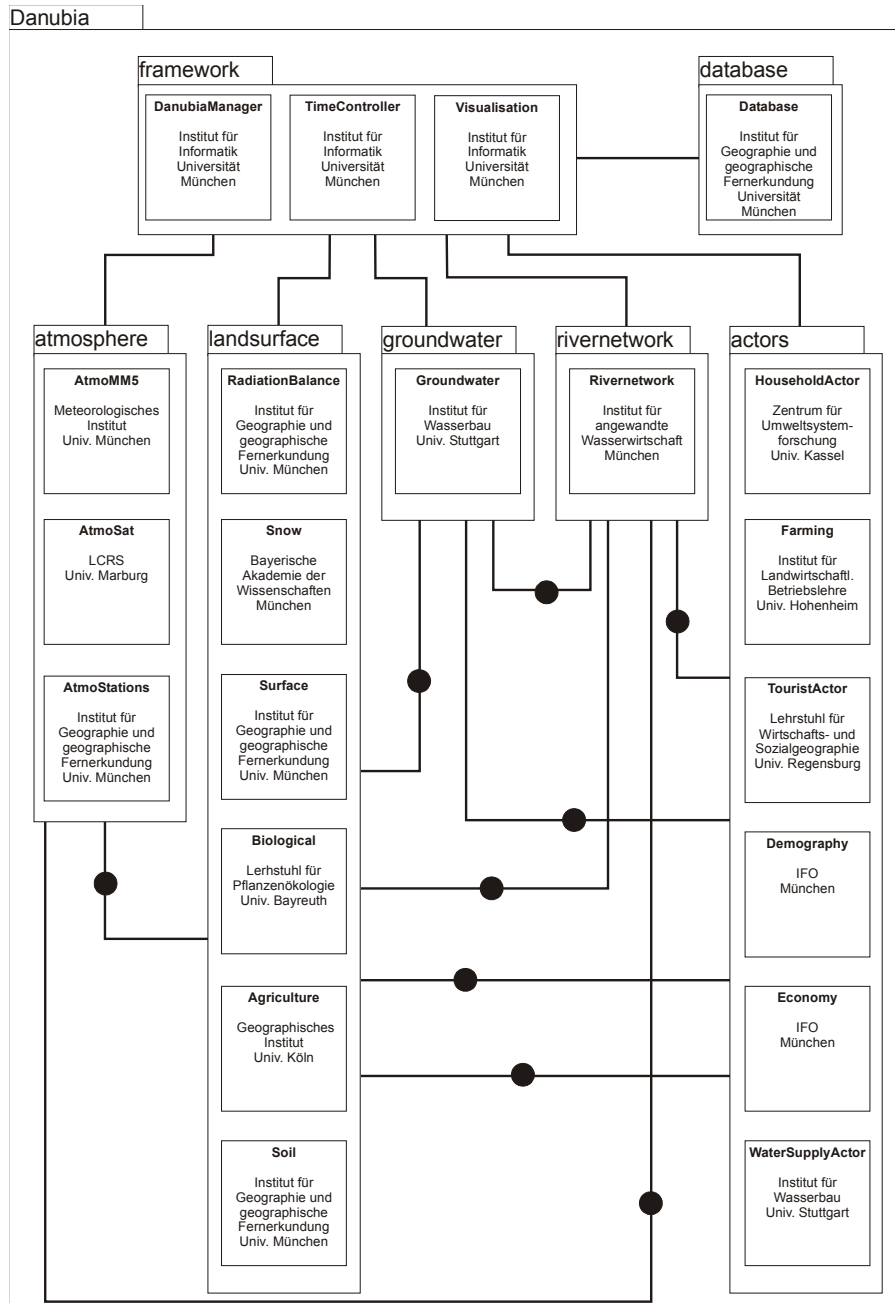


Abbildung 1: Modellarchitektur von DANUBIA in UML-ähnlicher Notation.

Die Linien/Kreisflächen-Kombinationen stellen die Schnittstellen zwischen den Paketen dar, die Institutsnamen die für das jeweilige Teilmodell verantwortlichen Arbeitsgruppen.

plementierten Atmosphäre-Pakets bereitgestellt. Da das Klimatelement Niederschlag aufgrund der extremen räumlichen und zeitlichen Variabilität der niederschlagswirksamen Ereignisse zu einer nach wie vor nur unzureichend

erfassten Größe zählt (ANIOL 1980; RUDOLF et al. 1992), wird innerhalb des Pakets die Niederschlagsverteilung von drei verschiedenen Objekten (*AtmoMM5*, *AtmoSat*, *AtmoStations*) unabhängig voneinander berechnet. Die dafür eingesetzten Modelle können als stellvertretend für häufig verwendete Methoden der flächendeckenden Messung/Modellierung von Niederschlägen angesehen werden:

- *AtmoStations* (MAUSER 2001) beruht auf einer raum-zeitlichen Interpolation der Summendaten von ca. 100 ungleichmäßig im Einzugsgebiet verteilten Klimastationen (KL) des Deutschen und Österreichischen Wetterdienstes.
- *AtmoMM5* (PFEIFER 2002) basiert auf dem Mesoskala-Modell 5 (MM5, GRELL et al. 1995), das die Niederschlagsverteilung im stündlichen Zeittakt mit einer räumlichen Auflösung von 45 mal 45 km auf Basis von ECMWF-Reanalysedaten (ECMWF 2005) berechnet. Die für DANUBIA notwendige Auflösung von 1 km² wird durch ein anschließendes Downscaling-Verfahren inklusive Bias-Korrektur erreicht (FRÜH et al. 2005).
- *AtmoSat* (NAUSS 2004) stützt sich auf eine von REUDENBACH (2003) bzw. REUDENBACH & NAUSS (2004, vgl. auch REUDENBACH et al. 2005) entwickelten Technik, die auf Basis 30minütiger Meteosat-VISSR-Daten (Auflösung ca. 6 mal 8 km) regnende Wolkenbereiche identifiziert und diesen den Niederschlagsprozessen angepasste Regenraten zuweist.

Die vorgestellten Methoden haben jeweils spezifische Vor- und Nachteile. Problematisch an den leicht zu implementierenden Interpolationsverfahren ist vor allem die zumeist unbegründete Verteilung von ohnehin schon als kritisch zu betrachtenden Stationsmessungen (RUDOLF & RUBEL 2005, GOODISON et al. 1998, REISS et al. 1992) in der Fläche und über die Zeit. Dies gilt besonders bei der Anwendung in stark reliefierten Regionen. Darüber hinaus erlauben die über Stunden aggregierten Messdaten der Stationen keine Erfassung der Niederschlagsprozesse bzw. des tatsächlichen Niederschlagsgangs. Abgesehen von diesen methodischen Problemen ist zudem ein dichtes Bodenmessnetz eine notwendige Voraussetzung für die Anwendbarkeit derartiger Verfahren.

Im Hinblick auf den Ausbaustand lokaler Messnetze erscheint die Verwendung von limited-area-Modellen wie dem MM5, das auf Datensätzen globaler Klimamodelle beruht, als vorteilhaft. Derartige Modellkopplungen sind in erster Näherung unabhängig von der Messnetzdichte, wenngleich auch Stationsdaten in die Berechnungen der globalen Modelle einfließen. Während stratiforme Niederschläge mit relativ hoher Genauigkeit berechnet werden können, liegen die Defizite in der Berechnung konvektiver und orographischer Niederschläge, wobei für letztere die Fehlerspanne durch die reliefglättende Wirkung der Auflösung (in *AtmoMM5* 45 mal 45 km) zusätzlich vergrößert wird. Da die Niederschlagsverteilung modelliert und nicht

flächendeckend gemessen wird, ist zudem mit Unsicherheiten in der raum-zeitlichen Verortung der Ereignisse in der Größenordnung mehrerer Gridzellen bzw. Stunden zu rechnen.

Demgegenüber bieten satellitengestützte Verfahren eine exakte raum-zeitliche Verortung sowie flächendeckende Erfassung der Niederschläge. Die mittels AtmoSat berechnete, stündliche Niederschlagsverteilung der Jahre 1995 bis 2003 (vgl. auch REUDENBACH & NAUSS 2004) zeigt jedoch, dass nur die überwiegend konvektiven Niederschlagsereignisse identifiziert werden. Stratiforme Niederschläge, z.B. im Bereich von Warmfronten, werden nicht bzw. nur unzureichend erkannt und die Niederschlagsfläche somit systematisch unterschätzt (vgl. Kap. 2).

Neben bodengebundenen Radarmessungen, die allerdings nur regional verfügbar sind, stellen somit die auf raum-zeitlich hoch aufgelösten Satellitendaten beruhenden Techniken die einzige Alternative dar, die tatsächlich eine flächendeckende Niederschlagsableitung erlauben. Die auf die Erfassung überwiegend konvektiver Ereignisse beschränkten Verfahren limitieren jedoch den Einsatz von Satellitenretrievals gerade in mittleren und höheren Breiten. Andererseits bieten die seit kurzem verfügbaren, hinsichtlich ihrer spektralen Auflösung deutlich erweiterten Satellitensysteme jüngster Generation (z.B. Meteosat-8-SEVIRI) ein großes Potential zur Verbesserung bisheriger Ansätze.

1.3 Zielsetzung der Arbeit

In Anbetracht der umrissenen Problematik einer flächendeckenden Erfassung von Niederschlägen in den mittleren Breiten soll ein neues, satellitengestütztes Verfahren zur Abgrenzung der Niederschlagsfläche entwickelt werden. Das Hauptaugenmerk liegt dabei auf der Erfassung der im Zusammenhang mit außertropischen Zyklonen auftretenden Niederschlagsprozesse (vgl. Kap. 2.3). Bisherige optische Retrievals basieren im Allgemeinen auf Temperaturschwellwerten (RICHARDS & ARKIN 1981, vgl. Kap. 2.1) und sind deshalb ungeeignet für die Abgrenzung stratiformer Niederschläge aus Wolken mit homogenen, häufig warmen Oberflächen. Eine Änderung bzw. Erweiterung dieser Verfahren erscheint daher nicht erfolgsversprechend, sondern es muss vielmehr ein grundsätzlich neues Konzeptmodell entwickelt werden.

Die grundlegende Neuerung ist in Abb. 2 dargestellt. Es wird postuliert, dass die Niederschlagsfläche nicht aus der Oberflächentemperatur der Wolke, sondern aus deren vertikaler Mächtigkeit und der Größe der Wolkentropfen abgeleitet werden kann. Die Vertikalerstreckung ist dabei nicht nur zum Aufbau ausreichend großer Tropfen gemäß der Dynamik von Wolkensystemen notwendig, sondern stellt auch eine steuernde Größe der Evaporation

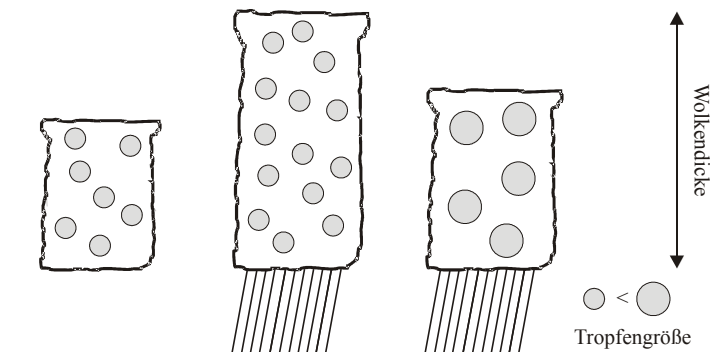


Abbildung 2: Konzeptmodell zur Erfassung der Niederschlagsfläche auf Basis der Wolkendicke und Tropfengröße.

von ausfallenden Tropfen unterhalb der Wolke dar. Letzteres hat wiederum unmittelbaren Einfluss auf die Tropfengröße, da bei höher liegender Wolkenbasis (und damit geringerer vertikaler Mächtigkeit) die Fallstrecke der Niederschlagstropfen und damit auch die Wahrscheinlichkeit einer teilweisen oder vollständigen Evaporation zunimmt. Für bis zum Boden reichende Niederschläge müssen die Ausgangstropfen bei hoch liegenden Wolkenbasen deshalb größer sein als bei niedrigen Basen (vgl. Kap. 2.4). Auf Grundlage dieses Konzeptmodells werden weitere Thesen formuliert:

1. Satellitensensoren neuester Generation verfügen über eine ausreichend hohe spektrale Auflösung zur Erfassung nicht nur konvektiver, sondern auch stratiformer Niederschläge der mittleren und hohen Breiten.
2. Die Verwendung optischer Sensoren ermöglicht eine Ableitung der Niederschlagsfläche über Land- und Wasserflächen.
3. Die Verwendung geeigneter optischer und mikrophysikalischer Wolkenparameter, die Rückschlüsse auf die Mächtigkeit einer Wolke sowie deren Tropfengröße zulassen, ermöglicht die Identifizierung nicht nur konvektiv dominierter, sondern auch stratiform regnender Wolkenbereiche. Damit ist eine physikalisch begründete Abgrenzung der Niederschlagsflächen aller Wolkensysteme, insbesondere im Rahmen außertropischer Zykclone, möglich.

Auf Grundlage des bereits kurz skizzierten Konzeptmodells bzw. der Arbeitshypothesen ergibt sich als Hauptziel der vorliegenden Arbeit die Entwicklung eines automatisierten (operationellen) Verfahrens zur Ableitung der Niederschlagsfläche aus spektral ausreichend aufgelösten Satellitendaten. Die damit verbundenen Teilziele sind:

1. Entwicklung einer operationellen Prozessierungskette als Grundlage für die automatisierte Bearbeitung der Satellitendaten.

2. Vollständige Überarbeitung, Erweiterung und Implementierung eines rechenzeitorientierten Verfahrens zur Ableitung optischer und mikrophysikalischer Wolkenparameter, die Rückschlüsse auf die vertikale Mächtigkeit und Tropfengröße innerhalb der beobachteten Wolken erlauben.
3. Entwicklung und Implementierung eines Verfahrens zur wolkenphysikalisch begründeten Abgrenzung niederschlagswirksamer Bereiche auf Basis der Wolkenparameter.
4. Validierung bzw. Evaluierung sowohl des überarbeiteten und erweiterten Verfahrens zur Ableitung der Wolkenparameter als auch des neu entwickelten Verfahrens zur Abgrenzung der Niederschlagsfläche.

Die Zielsetzungsübersicht zeigt, dass die zugrunde liegende Neukonzeption nicht nur die Entwicklung oder Erweiterung einer einzigen, sondern mehrerer fernerkundlicher Techniken notwendig macht, die im Rahmen einer operationellen Produktgenerierung zusammengefasst werden müssen (vgl. Kap. 1.4).

Hinsichtlich des Fokus auf Mitteleuropa ist die Verwendung des geostationären Meteosat-8-SEVIRI-Systems als optimal anzusehen, da dieses – neben der für eine quasi-kontinuierliche Niederschlagsmessung notwendigen, hohen raum-zeitlichen Auflösung (15 Minuten, < 5 km) – auch eine ausreichende spektrale Auflösung zur Ableitung der notwendigen Wolkenparameter besitzt (12 Kanäle, $\lambda \approx 0,6 \dots 13,4 \mu\text{m}$, vgl. ROSENFELD 2000). Aufgrund des um 18 Monate verschobenen Starttermins von Meteosat-8, der letztendlich im Frühjahr 2004 in den operationellen Betrieb gewechselt ist, wurde das Verfahren auf Basis des polarumlaufenden Terra-/Aqua-MODIS-Systems entwickelt, um möglichst früh nach Verfügbarkeit von SEVIRI ein bereits validiertes Verfahren bereitstellen zu können. Die MODIS-Daten haben gegenüber beispielsweise den NOAA-AVHRR-Daten, die derzeit von der Eumetsat Nowcasting Satellite Application Facility (SAFNWC) zur Entwicklung von Verfahren für SEVIRI verwendet werden (THOSS et al. 2002, THOSS & BENNARTZ 2005) den Vorteil, dass sie nicht nur über fünf, sondern über zwölf mit SEVIRI korrespondierende Kanäle verfügen und damit eine optimale Entwicklungsplattform darstellen (vgl. Kap. 3.1 bzw. Tab. 1). Durch die Verwendung von mit SEVIRI korrespondierenden MODIS-Kanälen im Rahmen dieser Arbeit ist folglich die spätere Übertragbarkeit des Algorithmus sichergestellt.

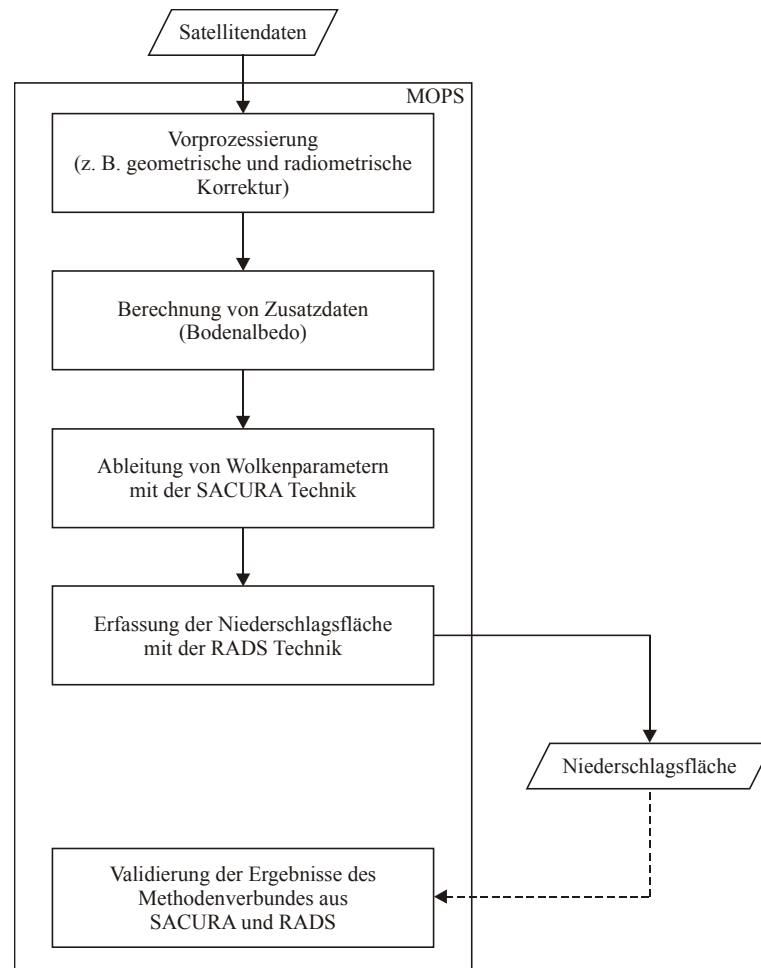


Abbildung 3: Übersicht über die zur Ableitung der Niederschlagsfläche benötigten Arbeitsschritte.

1.4 Übersicht über die zu entwickelnden Verfahren

Wie bereits erwähnt, ist für die operationelle Ableitung der Niederschlagsfläche die Integration mehrerer Algorithmen notwendig. Den Rahmen dafür bildet das in Abbildung 3 dargestellte MODIS Operational Processing Scheme (MOPS, NAUSS & BENDIX 2005), das eine Implementierungs- und Steuerungsumgebung für die notwendigen Teilprogramme darstellt.

Die an der Satellitenstation der Universität Marburg empfangenen Rohdaten werden zu Beginn der operationellen Verarbeitung im Zuge der Vorprozessierung geometrisch korrigiert und radiometrisch kalibriert. Anschließend können die für die Ableitung der Wolkenparameter notwendigen Zusatzdaten berechnet werden. Als Technik zur Erfassung der Wolkeneigen-

schaften wird eine an MODIS bzw. SEVIRI angepasste und um die Berücksichtigung der Bodenalbedo erweiterte Version des Semi-Analytical Cloud Retrieval Algorithm (SACURA, KOKHANOVSKY et al. 2003; NAUSS et al. 2005; KOKHANOVSKY & NAUSS 2005) verwendet, die ebenfalls in die MOPS-Architektur integriert wurde. Die eigentliche Identifizierung regnender Wolkenbereiche auf Basis der SACURA-Ergebnisse beruht abschließend auf dem neu entwickelten Rain Area Delineation Scheme (RADS). Im Hinblick auf die 221 MODIS-Szenen umfassende Vergleichsstudie bzw. künftige, automatisierte Evaluierungen im regulären Betrieb wurde zudem ein Validierungstool in MOPS integriert, das bei Bedarf zugeschaltet werden kann.

Der modulare Aufbau von MOPS garantiert, dass sämtliche produktgenerierenden Programme nach Abschluss der vorliegenden Arbeit auf Meteosat-8-SEVIRI übertragen werden können. Für die notwendige Vorprozessierung der SEVIRI-Daten kann auf eine bereits bestehende Verarbeitungskette zurückgegriffen werden (CERMAK et al. 2004).

1.5 Aufbau der Arbeit

Abbildung 4 zeigt den weiteren Aufbau der Arbeit. In Kap. 2 wird zunächst ein Überblick über den aktuellen Stand der Forschung auf dem Gebiet der Niederschlagsretrievals gegeben, aus dem sich die Notwendigkeit zur Weiterentwicklung der bisherigen Verfahren ergibt (2.2). Die im Rahmen der neuen Technik zu berücksichtigenden Niederschlagsprozesse außertropischer Zykone werden in 2.3 dargestellt und im Anschluss wird das resultierende Konzeptmodell zur Erfassung der Niederschlagsfläche abgeleitet.

Zur Umsetzung des Konzeptmodells wurde eine operationelle Prozessierungskette für MODIS (MOPS) entwickelt. Diese bildet zusammen mit den verwendeten Daten und Modellen den Inhalt des Kap. 3.

Die Entwicklung der Kernmodule des neuen Verfahrens beschreibt Kap. 4, das zweigliedrig aufgebaut ist. Der erste Teil beschäftigt sich mit der Erfassung von Wolkeneigenschaften aus Satellitendaten, der zweite Teil mit der Ableitung einer Transferfunktion zwischen Wolkenparametern und Niederschlagsfläche.

In 4.1.1 ist eine Übersicht über den Strahlungstransfer in Wolken auf Basis durchgeführter Vorstudien zu finden, in der die für die Ableitung der Wolkeneigenschaften wichtigsten Parameter kurz vorgestellt werden. Anschließend folgt eine Zusammenstellung der Konzepte und Realisierungen verschiedener Wolkenparameterretrievals. Da das sehr rechenzeiteffiziente SACURA auf asymptotischen Lösungen der Strahlungstransfertheorie basiert, wurde eine Evaluierungsstudie durchgeführt, für die auch das auf exakten Strahlungstransfergleichungen beruhende ATSK3-Retrieval (NAKAJIMA & NAKAJIMA 1995; KAWAMOTO et al. 2001) verwendet wurde. Die Anpassungen

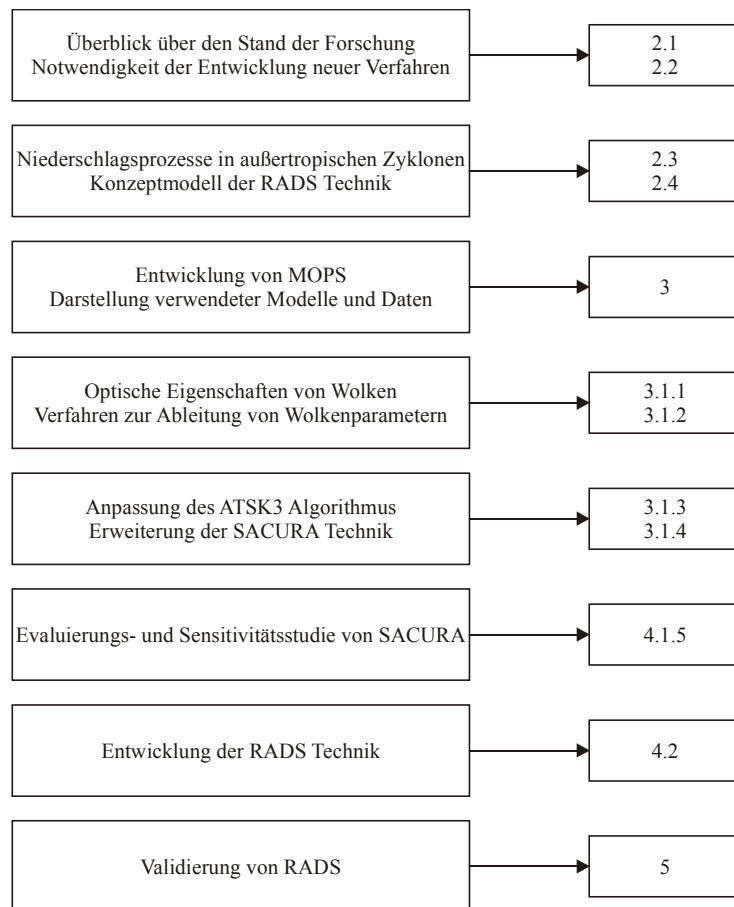


Abbildung 4: Übersicht über den Aufbau der Arbeit.

von ATSK3 für die Nutzung mit MODIS-Daten sind in Kap. 4.1.3 dargestellt. Der für die Ableitung der Wolkenparameter verwendete SACURA-Algorithmus sowie die notwendigen Erweiterungen zum Einsatz über Landflächen und mit Datensätzen geostationärer Sensoren werden detailliert in Abschnitt 4.1.4 diskutiert, bevor in 4.1.5 die grundsätzliche Eignung von SACURA im Rahmen der erwähnten Evaluierungsstudie untersucht wird.

Die Entwicklung einer Technik zur Ableitung der Niederschlagsfläche ist Gegenstand von 4.2. Hierbei wird zwischen der Erfassung der Niederschlagsgebiete auf Basis der Wolkenparameter (4.2.1) und der Identifizierung von darin enthaltenen, durch konvektive Prozesse dominierten Teilregionen (4.2.2) unterschieden. Die Ergebnisse einer 221 MODIS-Szenen der Monate Januar bis August 2004 umfassenden Validierungsstudie sind abschließend in Kap. 5 dargestellt.

Stellvertretend für andere Regionen der Mittelbreiten wurde Deutschland als Entwicklungs- und Testgebiet für RADS ausgewählt. Ausschlaggebend dafür war, dass die Niederschlagsgenese durch die in 2.3 beschriebenen, frontal- und luftmasseninduzierten Niederschlagsprozesse dominiert wird und

darüber hinaus diese idealtypischen Prozesse durch die komplexe Topographie Deutschlands, insbesondere der Alpen (FREYTAG 1990; KURZ 1990, 1994; TAFFERNER 1990), modifiziert werden. Darüber hinaus steht ein ausreichend dichtes Bodenradarnetzwerk des Deutschen Wetterdienstes (DWD, vgl. Kap. 3.2.1) zur Entwicklung und Validierung des Verfahrens zur Verfügung. Es handelt sich folglich um ein ideales Gebiet zur Untersuchung von Niederschlägen in zyklonalen Systemen.

2 Konzeption eines Verfahrens zur operationellen Ableitung der Niederschlagsfläche aus optischen Satellitendaten über Mitteleuropa

Im Folgenden soll zunächst ein Überblick über den aktuellen Stand der Forschung auf dem Gebiet satellitenbasierter Niederschlagsretrievals gegeben werden, aus dem sich unmittelbar die Notwendigkeit zur Weiterentwicklung bisheriger Verfahren für die Anwendung in mittleren und hohen Breiten ableiten lässt. Anschließend werden die in diesen Regionen dominierenden, häufig mit außertropischen Zyklonen in Verbindung stehenden Niederschlagsprozesse idealtypisch dargestellt und darauf aufbauend das Konzeptmodell des neu entwickelten Rain Area Delineation Schemes (RADS) behandelt.

2.1 Aktueller Stand satellitenbasierter Verfahren zur Niederschlagsableitung

Satellitenretrievals nutzen in der Regel die elektromagnetischen Eigenschaften der potentiell regnenden Wolken und/oder der Niederschlagstropfen, um die räumliche Niederschlagsverteilung abzuleiten. Ausnahmen bilden beispielsweise der Ansatz von KAKANE et al. (1992), die anhand der durch Feuchte reduzierten Bodenoberflächentemperatur die Niederschlagsverteilungen im Senegal herleiten, oder derjenige von BLACK et al. (1997), die akustische Aufzeichnungen von Ozeanbojen verwenden, um aus den Tonfrequenzen der auf die Meeresoberfläche auftreffenden Regentropfen die Niederschlagscharakteristik zu bestimmen. Von solchen Sonderfällen abgesehen, kann die Vielfalt der atmosphärischen Fernerkundungsmethoden zum einen nach der Komplexität der Algorithmen, zum anderen nach den Sensoreigenschaften gruppiert werden. Darüber hinaus ist eine Unterteilung in geneigte (TRMM, KUMMEROW et al. 1998), polare (z.B. NOAA-AVHRR, HASTINGS et al. 1992) und geostationäre Orbits möglich. Während geostationäre Systeme ausschließlich über optische Sensoren wie GOES (MENZEL & PURDOM 1994) oder Meteosat-8-SEVIRI (SCHMETZ et al. 2002) verfügen, sind auf Polarorbits auch passive Mikrowellensensoren (z.B. SSM/I, HOLLINGER et al. 1990) im Einsatz. Im Rahmen der Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM) ist zudem der im Hinblick auf die Niederschlagserfassung derzeit einzige aktive Mikrowellensensor (Precipitation Radar, PR) verfügbar. Die semi-äquatoriale Umlaufbahn von TRMM limitiert jedoch die An-

wendung auf niedere Breiten, so dass über Mitteleuropa nur passive Messungen verfügbar sind. Der folgende Überblick über den aktuellen Stand operationeller Niederschlagsretrieval beschränkt sich daher auf Verfahren für passive Sensoren und folgt zunächst der Untergliederung nach dem Sensortyp, um abschließend hybride Methoden vorzustellen. Weiterführende Übersichten über den jeweiligen Stand der Forschung finden sich bei KIDDER & VONDER HAAR (1995) sowie LEVIZZANI (1998, 1999, 2000) bzw. LEVIZZANI et al. (2002); für Ausführungen zu TRMM-PR siehe IGUCHI et al. (2000) oder FERREIRA et al. (2001).

2.1.1 Niederschlagsretrieval unter Verwendung optischer Sensoren

Operationelle optische Niederschlagsretrieval bestehen grundsätzlich aus zwei Komponenten: einem fernerkundungsbasierten Algorithmus zur Abgrenzung der Niederschlagsfläche auf Basis der Wolkenoberflächeneigenschaften und einem empirischen bzw. modellbasierten Ansatz zur Zuweisung der Regenrate. Die ältesten Verfahren verwenden zur Erfassung der Wolkeneigenschaften Sensorkanäle im thermalen Infrarot (IR, Wellenlänge $\lambda \approx 10\ldots 13 \mu\text{m}$), jüngere auch Kanäle im sichtbaren (VIS, $\lambda \approx 0,4\ldots 0,9 \mu\text{m}$), nahen infraroten (NIR, $\lambda \approx 1,2\ldots 3,9 \mu\text{m}$) oder wasserdampfabsorbierenden (WV, $\lambda \approx 6,5\ldots 7,5 \mu\text{m}$) Spektralbereich. Die Zuweisung der Niederschlagsrate geschieht meist als Funktion der Wolkenoberflächentemperatur. Die folgende Übersicht gruppiert die Verfahren nach Modellkonzept bzw. Komplexität des Algorithmus entsprechend den Einteilungen von BARRETT & MARTIN (1981).

2.1.1.1 Wolkenindex-Verfahren

Wolkenindex-Verfahren sind einfache Schwellwertverfahren, die den im Satellitenbild als regnend identifizierten Regionen konstante Niederschlagsraten zuweisen und für klimatologische Studien (raum-zeitliche Aggregation) verwendet werden können. Die Niederschlagsrate beruht auf einem statistischen Zusammenhang zwischen Wolkenoberflächentemperatur im IR und Bodenmessungen mit Radar- oder konventionellen Niederschlagsstationen. Das wahrscheinlich meist verbreitete Verfahren ist der GOES Precipitation Index (GPI, ARKIN & MEISNER 1987). Basierend auf den von ARKIN (1979) im Rahmen des Global Atmosphere Research Programme (GARP) Atlantic Tropical Experiment (GATE) durchgeführten Studien zum Zusammenhang zwischen räumlich gemittelten Niederschlägen und der Auftretshäufigkeit kalter Wolken wird ein Niederschlagsschwellwert der Wolkenoberflächentemperatur von 235 K angenommen. Für Breiten zwischen 30° und 50° führt ein Schwellwert von 220 K zur besten Übereinstimmung mit Bodenmessungen (ARKIN & MEISNER 1987). Den so identifizierten Regionen wird eine

konstante Niederschlagsrate von 3 mm/h zugewiesen und das Ergebnis auf ein $2,5^\circ$ mal $2,5^\circ$ Raster aggregiert. Der GPI wird operationell für Wochen- bis Monatswerte des Niederschlags von der Working Group on Data Management (WGDM) des Global Precipitation Climatology Project (GPCP) im Rahmen des World Climate Research Programme (WCRP) verwendet (ARKIN & JANOWIAK 1991; ARKIN et al. 1994; XIE & ARKIN 1997; HUFFMAN et al. 1997). Eine Übertragung des GPI auf Meteosat-VISSR wurde von KERRACHE & SCHMETZ (1988) durchgeführt und von MENZ (1997) sowie BA & NICHOLSON (1998) über Ostafrika angewendet. Eine Übersicht über weitere Niederschlagsretrieval zum Einsatz in Klimastudien findet sich bei ARKIN & ARDANUY (1989).

2.1.1.2 Bispektrale Verfahren

Bispektrale Methoden beruhen auf den wellenlängenabhängigen Strahlungseigenschaften verschiedener Wolkentypen und unterscheiden sich von den Indexverfahren durch die zusätzliche Berücksichtigung eines Kanals im VIS. Sie basieren auf der Annahme, dass regnende Wolken hohe Reflexionswerte (VIS) und kalte Wolkenoberflächentemperaturen (IR) aufweisen, was idealtypisch auf tropische Cumulonimbus-Wolken zutrifft. Kalte, jedoch wenig reflektierende Wolken (dünne Cirren) und warme, stark reflektierende Wolken (Stratus) werden als niederschlagsunwirksam ausgewiesen. Die Diskriminanzfunktion zwischen regnenden und nicht-regnenden Wolken wird aus Vergleichen mit Bodenradardaten abgeleitet. Dieses Konzept liegt RAINSAT (LOVEJOY & AUSTIN 1979; BELLON et al. 1980) zu Grunde. Eine Portierung des Algorithmus von GOES auf Meteosat-VISSR mit Fokus auf Großbritannien wurde von CHENG et al. (1993) bzw. CHENG & BROWN (1995) vorgenommen.

Erste objektorientierte Ansätze gehen ebenfalls auf diese Methodengruppe zurück. TSONIS & ISAAC (1985) sowie TSONIS (1987) verwenden eine Clusteranalyse zur Identifikation von potentiell regnenden Wolkenbereichen aus den VIS/IR Histogrammen, und O'SULLIVAN et al. (1990) beziehen zudem Texturmuster innerhalb einer 10 mal 10 Pixelumgebung mit in das Identifikationsschema ein.

Gegenüber reinen IR Verfahren zeigen bispektrale Methoden bessere Übereinstimmungen mit Referenzdaten bei warmen Niederschlägen (KING et al. 1995), die durch die relativ kalten Schwellwerte bei den Wolkenindex-Verfahren von vornherein ausgeschlossen werden. Dennoch sind diese Ansätze, ebenso wie die Index-Verfahren, nur eingeschränkt für die Erfassung der Niederschlagsprozesse in den Mittelbreiten geeignet, da stratiforme Wolken explizit aus der Niederschlagszuweisung ausgeschlossen werden.

2.1.1.3 Lebenszyklus-Verfahren

Lebenszyklus-Verfahren versuchen, die zeitliche Variation der Niederschläge konvektiver Systeme zu berücksichtigen und benutzen daher im Gegensatz zu den bisher vorgestellten Ansätzen keine fixierte Niederschlagsrate. Die Griffith-Woodley-Technik (GRIFFITH et al. 1978) verwendet hierfür die Differenz der Wolkenoberflächentemperaturen in zwei aufeinanderfolgenden Aufnahmen als Maß für die Aktivität konvektiver Wolken. Sie stellt damit die erste Methode dar, die explizit auf die zeitlich relativ hohen Repeitionsraten geostationärer Sensoren (≤ 30 min.) angewiesen ist. Als problematisch bei diesen Verfahren erweist sich das Verfolgen, also die automatisierte Wiedererkennung der einzelnen Konvektionswolken über die aufeinanderfolgenden Aufnahmen hinweg. Diese Problematik umgehen NEGRI et al. (1984) durch den modifizierten Ansatz der Negri-Adler-Wetzler-Technik (NAW), die unterschiedliche Niederschlagsarten auf Basis einer einzigen Aufnahme zuweist und zu vergleichbaren Ergebnissen wie das Verfahren von Griffith-Woodley führt.

AMORATI et al. (2000) zeigen, dass derartige Lebenszyklus-Methoden zu guten Ergebnissen bei ausgeprägten (tropischen) Konvektionssystemen führen, jedoch ungeeignet für die Erfassung stratiformer oder nur schwach konvektiver Niederschlagssysteme der Mittelbreiten sind. Aktuell wird diese Methodengruppe als überwachtes Nowcasting-Verfahren (NOAA-NESDIS-Technik, SCOFIELD & OLIVER 1977) zum Monitoring von Hochwasserereignissen verwendet (SCOFIELD 1987; SCOFIELD & NAIMENG 1994; VICENTE & SCOFIELD 1996).

2.1.1.4 Wolkenmodell-Verfahren

Wolkenmodell-Verfahren bilden die ersten Ansätze, wolkenphysikalische Prozesse explizit in den Niederschlagsretrievals zu berücksichtigen. Die Niederschlagsraten beruhen bei diesen Verfahren nicht auf statistischen Korrelationen zwischen beobachteter Wolkenoberflächentemperatur und Niederschlagsverteilung am Boden, sondern auf durch Wolkenmodelle berechneten Wolkenoberflächentemperaturen und zugehörigen Regenraten (GRUBER 1973; WYLIE 1979). Basierend auf Untersuchungen von ADLER & MACK (1984) entwickelten ADLER & NEGRI (1988) die Convective Stratiform Technique (CST) für tropisch-konvektive Systeme. Lokale Temperaturminima im IR-Kanal dienen im fernerkundlichen Modul der CST zunächst zur Identifikation konvektiver Kerne, und potentiell regnende, unmittelbar die Konvektionskerne umgebende, stratiforme Wolkenbereiche (vgl. Kap. 2.3) können ebenfalls über abgeleitete Temperaturschwellwerte maskiert werden. Nicht-regnende Cirren werden aufgrund einer auf Radardaten beruhenden Diskriminanzfunktion ausgeblendet. Die Zuweisung der konvektiven Regenrate erfolgt anschließend auf Basis von Regressionsfunktionen zwischen minimaler Wolkenoberflächentemperatur und maximaler Niederschlagsrate,

die auf eindimensionalen Wolkenmodellrechnungen beruhen. Den stratiformen Niederschlagsgebieten wird ein statischer Wert von 2 mm/h zugewiesen.

Während die CST erfolgreich zur Erfassung der Niederschlagsprozesse in den Tropen eingesetzt werden kann (BENDIX 1997, 2000), zeigen sich Schwächen in außertropischen Klimaten (LEVIZZANI et al. 1990; NEGRI & ADLER 1993, POMPEI et al. 1995). REUDENBACH (2003) modifizierte deshalb die CST zur Enhanced Convective Stratiform Technique (ECST) und entwickelte ein explizit auf die sommerlichen Konvektionsniederschläge Europas abgestimmtes Verfahren. Die Hinzunahme eines WV-Kanals zum IR-Kanal der CST ermöglicht zum einen eine verlässlichere Unterscheidung von konvektiven Kernen und nicht-regnenden Cirrenschirmen und zum anderen eine autoadaptive Bestimmung der Tropopausentemperatur zur flexiblen Abgrenzung von konvektiven und diese umschließenden stratiformen Niederschlagsbereichen. Durch die Optimierung auf konvektiv bestimmte Niederschlagsereignisse weisen aber auch weit entwickelte Verfahren wie die ECST Defizite hinsichtlich der Identifikation ausgedehnter stratiformer Niederschlagsfelder auf, die nicht in unmittelbarem räumlichem Kontakt zu den konvektiven Wolkenkernen stehen bzw. warme Wolkenoberflächen aufweisen.

2.1.2 Passive Mikrowellenverfahren

In den verwendeten Mikrowellenfrequenzen (MW, $f \approx 19,3 \dots 85,5$ GHz) sind Wolken durchlässig, und die Strahlungsextinktion ist zu gewissen Teilen direkt auf Absorptions- bzw. Streuprozesse durch die Niederschlagspartikel zurückzuführen, wenngleich auch Wolkentropfen, Wasserdampf und Sauerstoff zur Absorption beitragen. Im Hinblick auf die Strahlungsinteraktion an den Hydrometeoren dominieren bei Frequenzen kleiner 22 GHz Absorptionsprozesse, bei Frequenzen größer 85,5 GHz die Streuung an Eiskristallen. Dazwischen treten beide Extinktionsprozesse in Abhängigkeit der Frequenz sowie der Tropfengröße und -phase auf. Folglich basieren passive MW-Verfahren auf einer physikalisch direkteren Beziehung zwischen Niederschlag und Sensorsignal als optische Verfahren im VIS bis IR, die die Niederschlagsverteilung indirekt auf Basis der Eigenschaften der Wolkenoberfläche ableiten.

Die entwickelten MW-Retrievals können prinzipiell in zwei Algorithmengruppen untergliedert werden: Verfahren, die auf Regressionen zwischen Bodenmessungen und Sensorsignalen beruhen, und komplexere Methoden, welche die mikrophysikalischen Niederschlagsprozesse berücksichtigen. Beispielhaft für Regressionsverfahren sind die Arbeiten von WEINMAN & GUETTER (1977), GRODY (1984) und SPENCER et al. (1989), die statische bzw. den meteorologischen Bedingungen angepasste Korrekturwerte für die 37-

GHz-Temperatur vorschlagen, um die unterschiedlichen Emissivitäten von Land- und Wasseroberflächen zu berücksichtigen. KIDD (1998) wendet dieses Prinzip auf die Temperatur im Bereich von 85 GHz an.

Die Grundlage für die komplexen Algorithmen (z.B. KUMMEROW & GIGLIO 1994, 1994a) bilden Strahlungstransfersimulationen von z.B. MUGNAI et al. (1990, 1993) und SMITH et al. (1992) über die Strahlungseigenschaften von Wolken als Funktion der Lebenszyklusphase. Der Einfluss des Schmelzbandes auf das MW-Signal wurde von BAUER (2001) untersucht, und KUMMEROW et al. (2001) weisen auf den entscheidenden Einfluss einer korrekten Abgrenzung zwischen konvektiven und stratiformen Niederschlagsregionen hin, die von ANAGNOSTOU & KUMMEROW (1997) mittels einer Diskriminanzfunktion im Bereich von 85 GHz bzw. von OLSON et al. (2001) mittels Textur- und Polarisationsinformationen vollzogen wird.

Im operationellen Betrieb werden die Niederschlagsprodukte zumeist nicht auf Basis einer Sensor/Plattform-Kombination berechnet, sondern unter Verwendung verschiedener Satellitensysteme, um die zeitliche Repetitionsrate zu erhöhen. Eine strikte Trennung der operationellen Produkte ist daher in den seltensten Fällen möglich. Die NOAA Climate Prediction Center (CPC) Merged Microwave Technique basiert beispielsweise auf dem SSM/I-Retrieval von FERRARO et al. (1994), dem TMI-Produkt von KUMMEROW et al. (2001) und dem AMSU-B-Algorithmus von WENG et al. (2003). Eine Übersicht über weitere passive MW-Verfahren findet sich bei WILHEIT et al. (1994) und PETTY (1995), ein Überblick über den Einsatz von MW-Soundern (z.B. AMSU), die aufgrund des across-track Scanverfahrens und der sich folglich um bis zu Faktor zwei zwischen Nadir und maximalem Scanwinkel vergrößernden Pixelfläche problematisch für die Erfassung räumlich hoch variabler Niederschlagsprozesse sind, bei LEVIZZANI et al. (2002).

Der derzeit vielleicht größte Nachteil der MW-Verfahren liegt in der gegenüber geostationären Sensoren relativ niedrigen und sich gegenseitig bedingenden, raum-zeitlichen Auflösung. Die räumliche Auflösung der MW-Sensoren ist durch die Diffraktion bestimmt und damit proportional zur Antennengröße bzw. invers proportional zum Abstand zwischen dem Sensor und dem Zielobjekt, so dass MW-Systeme ausschließlich auf polaren bzw. geneigten Umlaufbahnen eingesetzt werden. Hieraus ergibt sich beispielsweise eine Pixelfläche des Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) zwischen 15 x 13 km (85,5 GHz) und 69 x 43 km (19,35 GHz) gegenüber 3 x 3 km bei Meteosat-8-SEVIRI.

Unabhängig davon sind die räumlich hoch variablen Emissivitäten der Landoberflächen als problematisch einzustufen (FERRARO et al. 1994). Während Ozeanflächen mit niedrigen Emissivitäten ($\sim 0,4$) und hoher Polarisation einen deutlichen Kontrast zur hohen Emissivität ($\sim 0,8$) und niedrigen Polarisation der Niederschlagstropfen darstellen, wird die Niederschlagsableitung über Landflächen mit Emissivitäten zwischen 0,7 und 0,9 und ebenfalls niedriger Polarisation deutlich erschwert. Deshalb sind viele aktuelle MW-Algorithmen analog den VIS/IR basierten Verfahren aus zwei Teilen aufge-

baut (SMITH et al. 1998): einem Verfahren zur Identifikation der Niederschlagsfläche bzw. zur Eliminierung von Untergrundeinflüssen und einem Verfahren zur Konvertierung der MW-Temperaturen in Niederschlagsraten (GRODY 1991; FERRARO et al. 1998). Der Vorteil des direkteren physikalischen Bezugs zwischen Sensorsignal und Niederschlagstropfen geht hierbei zumindest in Teilen verloren, was jedoch keine nachteiligen Auswirkungen auf die Ergebnisgenauigkeit haben muss (FERRARO et al. 1998), da auch die physikalisch basierten Retrievals, beispielsweise im Hinblick auf die als homogen angenommenen Niederschläge, große potentielle Unsicherheiten bergen (KUMMEROW 1998).

2.1.3 Hybride Methoden

Internationale Vergleichsstudien zwischen unterschiedlichen Niederschlagsretrievals zeigen, dass MW-Verfahren v.a. für zeitlich nicht gemittelte Niederschlagsmessungen über den Ozeanen prädestiniert sind, wohingegen VIS/IR-Verfahren bei zeitlicher Mittelung zu besseren Ergebnissen über den Landflächen führen (ARKIN & XIE 1994; BARETT et al. 1994). Hybride Verfahren versuchen daher, die Vorteile der VIS/IR- und MW-Verfahren zu koppeln, um so insgesamt zu einer Verbesserung beizutragen.

Im Hinblick auf klimatologische Niederschlagsprodukte entwickelten ADLER et al. (1991, 1993, 1994) den auf GOES- und SSM/I-Daten basierenden Adjusted GOES Precipitation Index (AGIP), der von XU et al. (1999) zum Universally AGIP ausgebaut wurde. Erste Ansätze zur Echtzeit-Erfassung von Niederschlägen gehen auf VICENTE (1994) zurück. Das Prinzip dieser Ansätze beruht überwiegend auf einer mehrmals täglichen Kalibrierung des IR-Temperaturschwellwertes für Niederschläge und/oder der IR-Temperatur basierten Regenrate durch die MW-Retrievals. Beispiele für solche Verfahren stammen von TODD et al. (2001), MILLER et al. (2000), CHEN & LI (2002), NEGRI et al. (2002) für die Integration von CST und TRMM-Daten oder HEINEMANN et al. (2002) für die Kombination von Meteosat-7-VISSR und SSM/I-Daten im Eumetsat Multi-Sensor Precipitation Estimate Project (MPE). Eines der derzeit wohl integrativsten Verfahren mit einer schrittweisen Einbeziehung von SSM/I, TMI und AMSU-A/B geht auf TURK et al. (1998, 2000) zurück. Die gleiche Zielsetzung verfolgen auch aktuelle internationale Projekte wie EURAINSAT bzw. RAINCLOUDS (LEVIZZANI et al. 2000, 2001, 2001a, 2002) oder das Advanced MPE (AMPE), in deren Rahmen auch die in dieser Arbeit entwickelte Technik genutzt werden wird.

Alternativ zu den bisher genannten Konzepten kann die Information der IR-Daten auch ausschließlich zur Weiterführung der MW-basierten Niederschlagsfelder bis zum nächsten verfügbaren MW-Überflug genutzt werden. Ein Beispiel dafür ist die CPC Morphing Technique (CMORPH, JOYCE et al. 2004), die Form und Intensität der MW-Niederschlagsfelder zwischen aufeinander folgenden Datensätzen von SSM/I, AMSU-B, AMSR-E und TRMM mit Hilfe von geostationären IR-Daten ineinander überblendet.

Neben der Kombination aus VIS/IR- und MW-Verfahren wurden in den letzten Jahren auch Hybridverfahren basierend auf passiven (TRMM-TMI) und aktiven (TRMM-PR) MW-Sensoren entwickelt (z.B. BAUER et al. 2000; SCHULZ et al. 2002) oder zusätzlich weitere Datensätze, z.B. aus konventionellen Niederschlagsstationen (XIE & ARKIN 1996, 1998; HUFFMAN et al. 1997), integriert. Eine detailliertere Übersicht über Hybrid-Verfahren findet sich bei LEVIZZANI et al. (2002).

Die grundsätzliche Anwendbarkeit hybrider Verfahren in den Mittelbreiten zeigen BELLON et al. (1980) für Kanada bzw. VICENTE et al. (1998) für die USA, wobei beide Fallstudien auf einer Kombination von GOES- und BodenradarDaten beruhen. Eine alternative Kombination für ein physikalisches Retrieval für SSM/I ist von DRÜEN & HEINEMANN (1998) implementiert worden, die auf AVHRR-Daten basierende Wolkenmasken kontinuierlich in das verwendete Strahlungstransfermodell von KUMMEROW et al. (1989) assimilieren.

2.2 Notwendigkeit der Entwicklung eines satellitenbasierten Verfahrens zur Erfassung der Niederschlagsfläche in den Mittelbreiten

Weltweite Evaluierungsstudien zeigen, dass die derzeitigen operationellen Fernerkundungsverfahren vor allem über den Landflächen der mittleren und hohen Breiten Defizite aufweisen (EBERT et al. 1996; ADLER et al. 2001). Dies lässt sich unmittelbar aus den zuvor dargestellten Retrievalkonzepten ableiten.

IR-basierte Techniken beruhen auf der Annahme, dass Wolken mit kalten Wolkenoberflächentemperaturen eine höhere Niederschlagswahrscheinlichkeit und -rate aufweisen als Wolken mit wärmeren Oberflächen (RICHARDS & ARKIN 1981). Diese Vorstellung entspricht den auf hochreichenden Konvektionswolken (Cumulonimbus) basierenden Niederschlagsprozessmodellen der Tropen (GRUBER 1973). In höheren Breiten müssen zunehmend auch stratiforme Niederschläge, z.B. in Verbindung mit außertropischen Zyklonen berücksichtigt werden (nachfolgend als advektiv/stratiform bezeichnet). Diese stehen häufig mit homogenen Wolken in Verbindung, deren Obergrenze zwischen 3 und 6, manchmal 8 km liegt (BELYAKOV et al. 1984; BROWNING & MONK 1982; GAO & ZANG 1988; HOBBS et al. 1980; RYAN & WILSON 1985; SAARIKIVI 1983) und folglich zu warm bzw. unstrukturiert ist, um von den herkömmlichen IR-Verfahren berücksichtigt zu werden. Die Mehrzahl der bestehenden optischen Niederschlagsretrievals fokussiert daher auf tropischen und subtropischen Regionen (LEVIZZANI et al. 2001b; LEVIZZANI 2003). Im Gegensatz hierzu sind MW-Techniken grundsätzlich für den Einsatz in mittleren und hohen Breiten geeignet, da sie eine verlässliche Tren-

nung konvektiver und advektiv/stratiformer Niederschlagsflächen ermöglichen. Die hohen und räumlich variablen Emmissivitäten der Landoberflächen schränken die Genauigkeit über diesen Gebieten jedoch stark ein.

Zusammengefasst und unter Einbeziehung der Eigenschaften der verwendeten Sensor/Plattform-Kombinationen kann somit Folgendes festgehalten werden:

Den Vorteilen der bestehenden operationellen VIS/IR-Verfahren, namentlich

1. der hohen räumlichen Auflösung (≤ 10 km) der geostationären Sensoren,
2. der hohen zeitlichen Auflösung (≤ 30 Minuten) der geostationären Sensoren und
3. der verlässlichen Identifikation überwiegend konvektiv induzierter Niederschläge in den Tropen und Subtropen, sowohl über Wasser- als auch über Landflächen,

stehen die Defizite hinsichtlich advektiv/stratiformer Niederschläge in Verbindung mit außertropischen Zyklonen gegenüber.

Die Vorteile der MW-Verfahren liegen in der prinzipiell möglichen Erfassung von

1. konvektiven Niederschlagsprozessen und
2. advektiv/stratiformentypischen Niederschlagsprozessen

als Folge des physikalisch direkteren Zusammenhangs zwischen Sensorsignal und Niederschlag. Dem stehen jedoch

1. die moderate räumliche Auflösung (13...70 km),
2. die geringe zeitliche Auflösung der polarumlaufenden Sensorplattformen und
3. die zum Teil erheblichen Genauigkeitsverluste der Verfahren über den Landoberflächen

als Nachteile gegenüber.

Diese Übersicht verdeutlicht, dass selbst hybride Techniken über den Landoberflächen der mittleren Breiten nur eingeschränkt verwendet werden können. Durch die Entwicklung eines geeigneten Verfahrens zur Abgrenzung der Niederschlagsflächen für Mitteleuropa und Regionen vergleichbarer Niederschlagsgenese würde folglich ein bisher nicht verfügbares Potential für die hydrologische bzw. klimatologische Forschung erschlossen werden. Deshalb soll im Rahmen der vorliegenden Arbeit das Rain Area Delineation Scheme (RADS) entwickelt werden. Neben der eigenständigen Anwendung, z.B. im Rahmen von klimatologischen Studien, die die raum-zeitliche Verteilung der Niederschlagsaktivität untersuchen (vgl. Kap. 6), bietet RADS auch eine verbesserte Grundlage für die quantitative Niederschlagsmessung

in mittleren und hohen Breiten. Die hierfür notwendigen Regenraten können aus existierenden Algorithmen bzw. der Literatur entnommen oder in weiterführenden Studien beispielsweise aus Modellrechnungen abgeleitet werden.

Entscheidend für die Qualität und das spätere Anwendungsspektrum von RADS ist die Entwicklung und Umsetzung eines innovativen und tragfähigen Konzeptmodells, das eine Erfassung der Niederschlagsverteilung im Zusammenhang mit außertropischen Zyklonen ermöglicht. Bevor dieses Konzept in 2.4 vorgestellt wird, folgt zunächst ein Überblick über die dabei zu berücksichtigenden Niederschlagsprozesse.

2.3 Dominierende Niederschlagsprozesse in den Mittelbreiten im Hinblick auf die zugrunde liegenden wolkenphysikalischen Prozesse

Die Konzeptmodelle optischer Niederschlagsretrieval beruhen überwiegend auf den idealtypisch für hochreichende Cumulonimben (Cb) geltenden Niederschlagsprozessen. Fortgeschrittene Techniken wie die CST (ADLER & NEGRI 1988) oder die speziell für Mitteleuropa entwickelte ECST (REUDENBACH 2003) versuchen zudem, die in Vergesellschaftung mit den konvektiven Niederschlägen auftretenden, stratiformen Niederschläge aus typischerweise Nimbostratus praecipitatio cumulogenitus (nachfolgend nur als Ns bezeichnet) zu erfassen (vgl. SCHIESSER et al. 1995; HAGEN et al. 2000). Letztere nehmen in der Regel 90% der Niederschlagsfläche innerhalb eines mesoskaligen, konvektiven Systems (MCC) ein (HOUZE 1993). Zur Bildung von Niederschlägen aus Ns sind Eispartikel in der Höhe notwendig, die über Aggregations- bzw. Vergraupelungsprozesse für die Bildung der Regentropfen verantwortlich sind. Das zugrunde liegende wolkenphysikalische Prinzip zur Herkunft dieser Eispartikel in solchen Vergesellschaftungen ist in Abb. 5 nach HOUZE (1993) dargestellt. Sie zeigt zum Zeitpunkt t_0 (Abb. 5a) eine aktive Konvektionswolke und einen Eispartikel 1 in der Nähe der Wolkenobergrenze, der im unteren Wolkenbereich gebildet und durch den starken Aufwind nach oben transportiert wurde.

Die erste Alternative zur Entstehung des Ns setzt im weiteren Verlauf einen Alterungsprozess des aktiven Kerns (vgl. JOHNSON & YOUNG 1983) bei gleichzeitig nicht vorhandener vertikaler Windscherung voraus. Durch den Alterungsprozess wandelt sich der Charakter der Wolke zum Zeitpunkt $t_1 = t_0 + \Delta t$ (Abb. 5b), und mit dem nachlassenden Auftrieb im oberen Bereich des entstandenen Ns beginnt der Eispartikel 1 langsam zu fallen. Gleichzeitig bilden sich am Rande des alternden Systems zwischen B und C neue konvektive Kerne aus, die neue Eispartikel in große Höhen transportieren (Eispartikel 2). Mit eintretendem Zerfallsstadium des Systems zwischen B und C

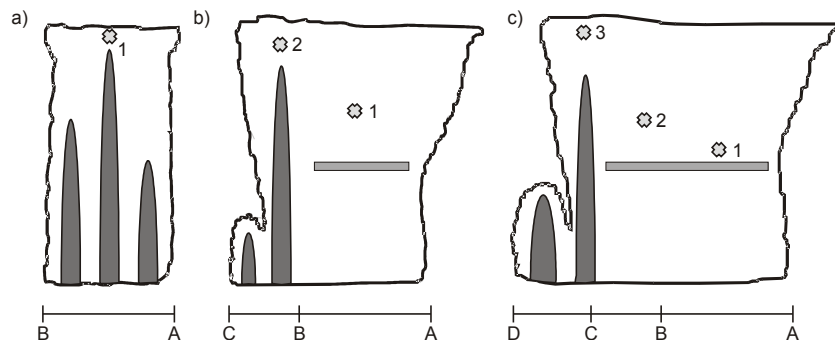


Abbildung 5: Konzeptmodell für die Entstehung von Nimbostratus in Vergesellschaftung mit Cumulonimbus-Wolken.

Graue, vertikale Bänder repräsentieren Regionen erhöhter Konvektion, horizontale Bänder die in Radardaten erkennbaren Schmelzbänder.

Quelle: nach HOuze (1993).

zum Zeitpunkt $t_2 = t_1 + \Delta t$ (Abb. 5c) vergrößert sich die Ns-Fläche aufgrund der genannten Prozesse weiter, und Eispartikel 2 beginnt zu sinken. Eispartikel 1 ist zu diesem Zeitpunkt bereits an der Obergrenze der in Radardaten sichtbaren Aufschmelzschicht angekommen. Zwischen C und D bilden sich weitere Konvektionskerne aus, die zur Bildung von Eispartikel 3 geführt haben, der im weiteren Verlauf analog zu Partikel 2 und 1 absinken wird. Der Ns wird folglich durch immer wieder an anderer Stelle neu entstehende und alternde Konvektionskerne regeneriert.

Das Alternativkonzept erklärt die Entstehung des Ns unter genau entgegengesetzten Rahmenbedingungen und setzt sich kontinuierlich regenerierende Konvektionsprozesse zwischen C und D und gleichzeitig vorhandene vertikale Windscherungen mit von links nach rechts strömenden Höhenwinden voraus (nur Abb. 5c). In diesem Fall würden die Positionen 3, 2, 1 den Weg ein und desselben Eispartikels zu drei aufeinander folgenden Zeitschritten beschreiben, und die gekrümmte Abstiegsbahn wäre das Resultat aus horizontaler Windströmung und vertikaler Fallgeschwindigkeit.

In der Realität treten beide Prozesse zumeist in Kombination auf, jedoch sind zwei Sonderfälle an dieser Stelle zu erwähnen: Der eine Fall setzt die Dominanz der ersten Alternative (Alterungsprozess, keine Windscherung) voraus. Kommt es in diesem Fall nicht immer wieder zu neuen Konvektionen am Rande des bestehenden Systems, so bildet sich ein reiner Ns ohne Vergesellschaftung von Cumulus-Wolken aus. Zum gleichen Resultat, also stratiforme Niederschlägen ohne räumlich in direkter Verbindung stehende Konvektionswolken, kommt es, wenn im Falle der zweiten Alternative (kein Alterungsprozess, Windscherung) die relative Windgeschwindigkeit in der Höhe sehr stark ist und somit zu einer Lücke zwischen Konvektionsgebieten und genetisch immer noch damit verbundenen Ns-Regionen führt (vgl. HOuze 1993).

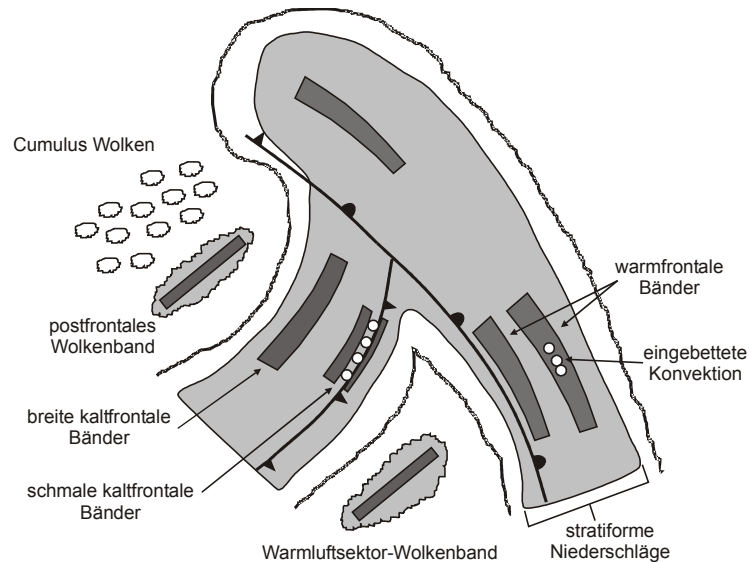


Abbildung 6: Idealisierte Niederschlagsmuster in Verbindung mit außertropischen Zyklonen.

Hellgrau unterlegte Wolkenbereiche repräsentieren stratiforme Niederschlagsfelder, dunkelgraue solche mit erhöhten stratiformen Niederschlägen und weiße Kreise (eingebettete) konvektive Niederschlagsregionen.

Quelle: nach Houze (1993).

Obige Vorstellung ist ausreichend für die Beschreibung von Gewitterstürmen (HOUZE 1997) und von Niederschlagsprozessen im Bereich der schmalen kaltfrontalen, z.T. auch der warmsektoralen und postfrontalen Bänder außertropischer Zyklone (vgl. Abb. 6). Die ausgedehnten, durch weiträumige Aufgleitprozesse verursachten, stratiformen Niederschlagsfelder werden davon jedoch nicht erfasst. Gleiches gilt für die darin eingebetteten, breiten Okklusions- bzw. kalt- und warmfrontalen Bänder erhöhter stratiformer Niederschläge, bei denen konvektive Prozesse direkt in den oberen Bereich des Ns eingebettet und die im Satellitenbild deutlich abgrenzbaren, hochreichenden Cb-Wolken nicht vorhanden sind.

Abb. 7 zeigt das Prinzip einer Ns-Wolke mit eingebetteten, leichten Konvektionen in der potentiell instabilen obersten Wolkenschicht. Die verstärkten Auftriebe in diesen Zellen beschleunigen das Wachstum von niederschlagswirksamen Eiskristallen im oberen Bereich der Wolke („seeder“-Zone), die während ihres Abstiegs durch Aggregation bzw. Vergraupelung in den mittleren Wolkenbereichen („feeder“-Zone) weiter anwachsen und so die stratiformen Hintergrundniederschläge verstärken (vgl. RUTLEDGE & HOBBS 1983). Wenn die Zone weiträumiger Aufstiegsbewegung bis in Wolkenbereiche unterhalb des Schmelzbandes ausgedehnt oder besonders stark ausgeprägt ist, kann dies zu einer weiteren Zunahme der Tropfengröße durch Koaleszenzprozesse und damit zu einer weiteren Erhöhung der Niederschlagsrate führen (KRAKOVSKAIA & PIRNACH 1998; PIRNACH 1998).

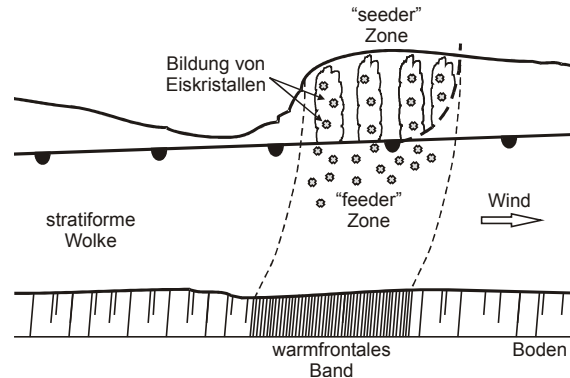


Abbildung 7: Vertikalschnitt durch ein warmfrontales Band erhöhter stratiformer Niederschläge aufgrund eingebetteter Konvektion.

Quelle: nach HOuze (1993).

In Abb. 8 ist abschließend ein schematischer Vertikalschnitt durch die einzelnen Niederschlagszonen einer außertropischen Zyklone dargestellt. Die im gesamten Frontenbereich auftretenden, geringe bis moderate Regenraten aufweisenden, stratiformen Niederschlagsbereiche gehen auf weiträumige Aufgleitvorgänge zurück. Im Bereich der warmfrontalen Niederschläge kommt es durch den Vorstoß konditionell instabiler, trockener Luftmassen in den oberen Bereichen der Stratusbewölkung zur lokal begrenzten Verstärkung des Auftriebs und über den beschriebenen Seeder-Feeder-Effekt zur Intensivierung der stratiformen Niederschläge (HEYMSFIELD 1977).

Die unmittelbar mit der Kaltfront am Boden in Zusammenhang stehenden, schmalen kaltfrontalen Bänder sind die Folge von erzwungenen Hebungen der stabilen bzw. nur leicht instabilen Warmluftmassen. Diese fließen in einer nach oben gerichteten Strömung überwiegend parallel zur Kaltfront, jedoch mit einer leichten Krümmung hin zum Kaltluftsektor (vgl. BROWNING 1986, 1990). Zusammen mit den die Kaltfront bildenden, absinkenden, trockenen Luftmassen des Kaltluftsektors kommt es zu einer sowohl horizontal (≤ 5 km) als auch vertikal (≤ 6 km) eng begrenzten Ausbildung einer walzenförmigen Wolke mit hohen, konvektiven Regenraten. Labilisiert sich die Warmluftmasse während der erzwungenen Hebung, kann es zur Ausbildung von hochreichenden Konvektionszentren bis hin zu MCCs und den damit verbundenen und in Abb. 5 dargestellten Cb-Ns-Komplexen kommen (BARTH & PARSONS 1996).

Im weiteren Verlauf des Kaltfrontdurchgangs treten lokale Verstärkungen der stratiformen Niederschläge entlang der breiten kaltfrontalen Bänder auf. Im Gegensatz zu den warmfrontalen Bändern wird hier die eingebettete Konvektion durch Diskontinuitäten des großräumigen Auftriebs entlang der Kaltfront verstärkt. Unter Umständen können diese Bänder auch dem Kaltfrontdurchgang am Boden vorauslaufen und dabei die Regenrate aus den schmalen kaltfrontalen Bändern erhöhen.

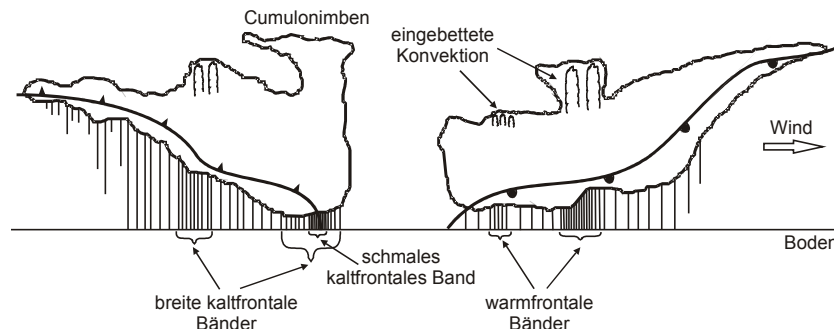


Abbildung 8: Vertikalschnitt durch eine außertropische Zyklone.

Quelle: verändert nach HOUZE (1993).

Eine weiterführende, detaillierte Beschreibung der Niederschlagsprozesse in mesoskaligen Konvektionssystemen und außertropischen Zyklonen ist bei HOUZE (1993) bzw. PRUPPACHER & KLETT (1997), eine Übersicht über unterschiedliche Theorien zur Entstehung von außertropischen Zyklonen beispielsweise bei KRAUS (1995) zu finden.

2.4 Konzeptmodell zur fernerkundlichen Erfassung der Niederschlagsfläche über Mitteleuropa

Die bisherigen Darstellungen haben gezeigt, dass sich niederschlagswirksame Wolkenbereiche zyklonaler Systeme der Mittelbreiten nicht zwingend durch kalte Wolkenoberflächentemperaturen abzeichnen. Ein auf Temperaturschwellwerten basierendes Verfahren ist daher nicht optimal für den Einsatz in diesen Regionen. Im Hinblick auf die beschriebene Niederschlagsgenese in Cumulus- und Stratuswolken lassen sich jedoch folgende zentrale Hypothesen ableiten (vgl. Kap. 1.3):

1. Es müssen große Wolkentropfen bzw. Eiskristalle in der Höhe vorhanden sein, die zur Bildung ausreichend großer Niederschlagstropfen führen können.
2. Die Wolken müssen über eine ausreichend große vertikale Mächtigkeit zum Aufbau der erforderlichen Niederschlagstropfengröße verfügen.

Dieses Prinzip wurde bereits in Abb. 2 dargestellt, in der die niederschlagswirksamen Wolkenbereiche durch eine ausreichend große Kombination aus Tropfengröße und Wolkendicke und nicht als Funktion der Wolkenoberflächentemperatur charakterisiert sind. Da jedoch sowohl die geometrische Dicke als auch die exakte Verteilung der Tropfengrößen nicht ohne zusätzliche Vorgaben (theoretische Tropfenverteilung, Flüssigwassergehalt etc., vgl.

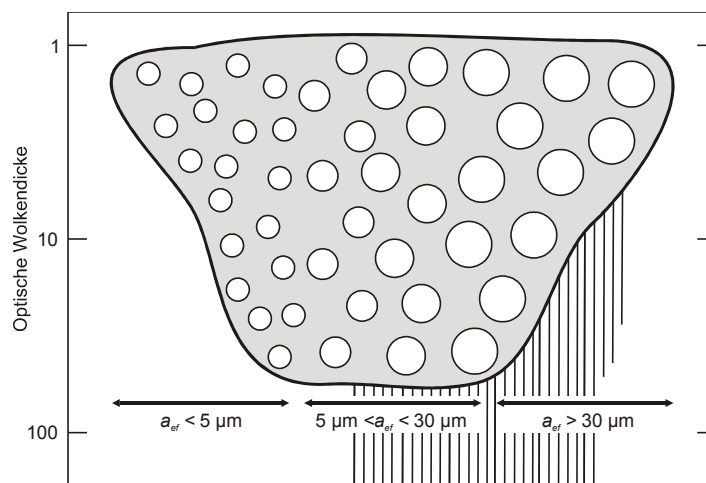


Abbildung 9: Konzeptmodell zur Erfassung stratiformer Niederschläge auf Basis optischer und mikrophysikalischer Wolkeneigenschaften.

Quelle: verändert nach LENSKY & ROSENFELD (2003).

Kap. 4.1.1) aus den Satellitendaten abgeleitet werden können, werden stellvertretend die optische Wolkendicke und der effektive Wolkentropfenradius (a_{ef} , vgl. Kap. 4.1) verwendet. Das hierauf angepasste Konzeptmodell ist in Abb. 9 dargestellt. Der Unterschied zu Abb. 2 besteht nur darin, dass die optische, nicht die geometrische Wolkendicke als Maß für die Vertikalerstreckung und der effektive Wolkentropfenradius als Maß für die Tropfengröße verwendet wird. Die Niederschlagsfläche ist folglich an eine ausreichend große Kombination aus optischer Dicke und effektivem Radius gebunden.

Die Eignung des effektiven Wolkentropfenradius zumindest zur Charakterisierung konvektiver maritimer bzw. kontinentaler Niederschläge wurde exemplarisch bereits von Rosenfeld und Lensky (LENSKY & ROSENFELD 1997; ROSENFELD & LENSKY 1998) untersucht. Ihr Verfahren beruht auf der Analyse der Entwicklung des effektiven Radius mit der Wolkenhöhe und den daraus ableitbaren Tropfenwachstumsprozessen. Wie noch gezeigt wird, ist der berechnete Wert des effektiven Wolkentropfenradius für den oberen Bereich der Wolke repräsentativ und eine Profildableitung über alle Wolkenbereiche nicht möglich (vgl. Kap. 4.1.1.4). Dem Ansatz liegt deshalb die Annahme zugrunde, dass die in die Analyse einbezogenen, unterschiedlich hohen Konvektionswolken die gleiche Genese haben, sich aber in verschiedenen Entwicklungsstadien befinden. Die aus den unterschiedlich hohen Wolken abgeleiteten effektiven Radien können somit in erster Näherung als Vertikalprofil des effektiven Radius in einem voll entwickelten Konvektionskern angesehen werden. Zur notwendigen Gruppierung von Konvektionswolken gleicher Genese innerhalb größerer Satellitenszenen müssen diese jedoch interaktiv selektiert werden, was einer operationellen Anwendbarkeit und Reproduzierbarkeit der Ergebnisse entgegensteht. Die Studien zeigen aber, dass der effektive Radius einen Schwellwert von zumeist $14\text{ }\mu\text{m}$ übersteigen

muss, um in konvektiven Systemen Niederschläge hervorrufen zu können (ROSENFELD & GUTMAN 1994; BA & GRUBER 2000). Auch wenn die Annahme eines fixen Schwellwerts fraglich erscheint und im Rahmen durchgeführter Vorstudien für Mitteleuropa nicht bestätigt werden konnte, belegen die Arbeiten den Einfluss des effektiven Radius auf die Niederschlagsgenese zumindest in konvektiven Wolken.

Basierend auf den dargestellten konzeptionellen Überlegungen hinsichtlich der niederschlagsrelevanten Eigenschaften zyklonaler Wolkensysteme wird im Rahmen der vorliegenden Arbeit eine Technik zur allgemein gültigen Abgrenzung von konvektiven und advektiv/stratiformen, regnenden Wolken, das Rain Area Delineation Scheme (RADS), entwickelt. Die wesentliche Innovation ist die wolkenphysikalisch begründete Abgrenzung der Niederschlagsfläche auf Basis einer kombinierten Betrachtung der optischen Wolkendicke und des effektiven Wolkentropfenradius. Hierdurch können nicht nur die Niederschläge aus hochreichender, konvektiver Bewölkung, sondern auch die bislang zum überwiegenden Teil nicht erfassbaren advektiv/stratiformen Niederschlagsregionen identifiziert werden. Gerade in den Mittelbreiten ist somit eine deutliche Verbesserung hinsichtlich der Erfassung von Niederschlagsgebieten zu erwarten.

3 Verwendete Daten und Modelle

In der folgenden Übersicht sind die verwendeten Datensätze sowie die notwendigen Prozessierungsschritte dargestellt. Für die Entwicklung des Verfahrens wurden neben Satellitenszenen auch Daten des Radarnetzwerks des Deutschen Wetterdienstes (DWD), diverse Strahlungstransfermodelle und ein digitales Geländemodell eingesetzt. Zur Prozessierung der Satellitenaufnahmen war zudem die Entwicklung einer operationellen Programmkette erforderlich.

3.1 Terra-/Aqua-MODIS-Daten

Wie in Kap. 1.3 bereits erläutert, soll das zu entwickelnde Verfahren auf den Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) an Bord von Meteosat-8 übertragbar sein. Vor diesem Hintergrund werden Daten des Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) der polarumlaufenden Terra- und Aqua-Satelliten als optimale Entwicklungsplattform verwendet. In Tab. 1 ist eine Übersicht über die korrespondierenden SEVIRI- und MODIS-Kanäle dargestellt. Die MODIS-Daten werden im direct broadcast an der Primary Data User Station (PDUS) der Universität Marburg empfangen.

3.1.1 Eigenschaften des Satellitensystems

MODIS ist der Basis-Sensor des von der NASA Anfang der 1980er Jahre begonnenen Earth Observing System (EOS) Programms. Im Rahmen der ebenfalls durch die NASA initiierten und koordinierten Earth Science Enterprise (ehemals Mission to Planet Earth) zur Erforschung des Systems Erde und seiner internen Wechselwirkungen dient EOS zur quantitativen Messung einer Vielzahl von atmosphärischen und terrestrischen Parametern. Die Grundlage von EOS ist ein weltraumgestütztes Messsystem, das durch das Daten- und Informationssystem EOSDIS (KING & GREENSTONE 1999) als Schnittstelle erschlossen und von diversen Forschungsprogrammen begleitet wird.

Neben Satellitensystemen anderer Institutionen besteht das EOS System der NASA bisher aus zwei polarumlaufenden, sonnensynchronen Satellitensystemen. Am 18. Dezember 1999 wurde der Terra-Satellit gestartet, welcher

Tabelle 1: Übersicht über die korrespondierenden Kanäle von Meteosat-8-SEVIRI (in μm) und Terra-/Aqua-MODIS (Kanalnummer).

SEVIRI	MODIS
VIS 0,6	Kanal 1
VIS 0,8	Kanal 15
NIR 1,6	Kanal 6
NIR 3,9	Kanal 21
WV 6,2	Kanal 27
WV 7,3	Kanal 28
IR 8,7	Kanal 29
IR 9,7	Kanal 30
IR 10,8	Kanal 31
IR 12,0	Kanal 32
IR 13,4	Kanal 33/34

jeweils vormittags (10:30 Uhr Lokalzeit) südwärts den Äquator überquert (EOS-AM). Am 4. Mai 2002 folgte die Aqua-Plattform, welche den Äquator nachmittags (13:30 Uhr Lokalzeit) nordwärts kreuzt (EOS-PM). Pro Plattform stehen pro Tag etwa zwei zentrale Aufnahmen über Mitteleuropa zur Verfügung. Im Rahmen dieser Arbeit können jedoch aufgrund eines Defekts im 1,6 μm Band des Aqua-MODIS-Sensors nur die EOS-AM-Daten verwendet werden.

MODIS verfügt über 36 spektrale Kanäle im Wellenlängenbereich von 0,62 bis 14,39 μm . Die räumliche Auflösung im Nadir beträgt für Kanal 1 und 2 je 250 m, für die Kanäle 3 bis 7 je 500 m und für alle übrigen Kanäle 1000 m. Die Abtastung erfolgt über einen um 110° schwenkbaren Spiegel, der die einfallende Strahlung auf die Detektorzeilen umleitet. Je Abtastvorgang wird ein Streifen von 10 km in Flugrichtung und 2330 km quer zur Flugrichtung aufgenommen. Aufgrund der Zunahme der tatsächlich in Flugrichtung aufgenommenen Fläche von 10 km im Nadir auf 20 km bei einem Scanwinkel von $\pm 55^\circ$ kommt es zum so genannten Bow-Tie-Effekt, einer multiplen Überlagerung der einzelnen Scanzeilen für Abtastwinkel größer 25°, die nachträglich korrigiert werden muss (vgl. TOLLER & ISAACMAN 2000).

3.1.2 Operationelle Verarbeitung der MODIS-Daten und -Produkte

Die Verwendung der MODIS-Daten setzt eine operationelle, also automatisierte, Prozessierungskette ausgehend von den empfangenen Daten bis hin zu den finalen Produkten voraus. Für die Präprozessierung einzelner Aufnahmen wurden seit der Verfügbarkeit von MODIS einige freie Softwaretools entwickelt. Diese sind jedoch auf jeweils einen bestimmten Teil der Prozessierung beschränkt, und ihre Architektur bietet keine vordefinierte Möglichkeit, zusätzlich benötigte Algorithmen zur Produktgenerierung einzubinden. Deshalb wurde eine eigene, operationelle Prozessierungsumgebung, das MODIS Operational Processing Scheme (MOPS), entwickelt und in Fortran 90 implementiert (vgl. NAUSS & BENDIX 2005).

Die Architektur der Prozesskette ist in Abb. 10 dargestellt. MOPS besteht aus vier Paketen, die Programme zur Vor- (*MOPSPreprocess*), Nach- (*MOPSPostprocess*) sowie Produktprozessierung (*MOPSProducts*) und zur Bereitstellung notwendiger Zusatzdaten (*MOPSTools*) enthalten. Durch diesen modularen Aufbau und ein einheitliches Dateimanagementkonzept ist sichergestellt, dass neue Algorithmen – z.B. das im Rahmen dieser Arbeit entwickelte RADS – jederzeit hinzugefügt werden können, ohne dass Eingriffe in die bestehenden Komponenten notwendig werden. Gesteuert wird MOPS über den *MOPSController*, der benutzerdefinierte Konfigurationsdateien einlesen und die Prozesskette entsprechend steuern kann.

3.1.2.1 MOPSPreprocess

Das *MOPSPreprocess*-Paket besteht aus drei Modulen: *PDS2HDF*, *HDF2SingleBinary* und *MODISCalibration*.

Die im Production Data Format (PDF) an der Marburger Satellitenstation empfangenen Level-0-Daten werden im *PDS2HDF*-Modul in das Hierarchical Data Format (HDF, NCSA 2001) der Level-1a-Daten unter Verwendung des *International MODIS/AIRS Processing Package* (IMAPP, STRABALA et al. 2002; SCANEX 2003) konvertiert. Hierbei wird auch die Orbitgeometrie der Aufnahme berechnet und ein entsprechender Geolozierungsdatensatz erstellt. Zudem werden die 10 bit Rohdaten des Sensors in skalierte 16 bit Integerwerte (*SI*) umgerechnet und die aktuellen Kalibrierungskoeffizienten aus dem gesendeten Datenstrom extrahiert. Zur verbesserten Geolozierung können zusätzlich über EOSDIS beziehbare Attitude- und Ephemeris-Daten sowie Informationen digitaler Geländemodelle verwendet werden.

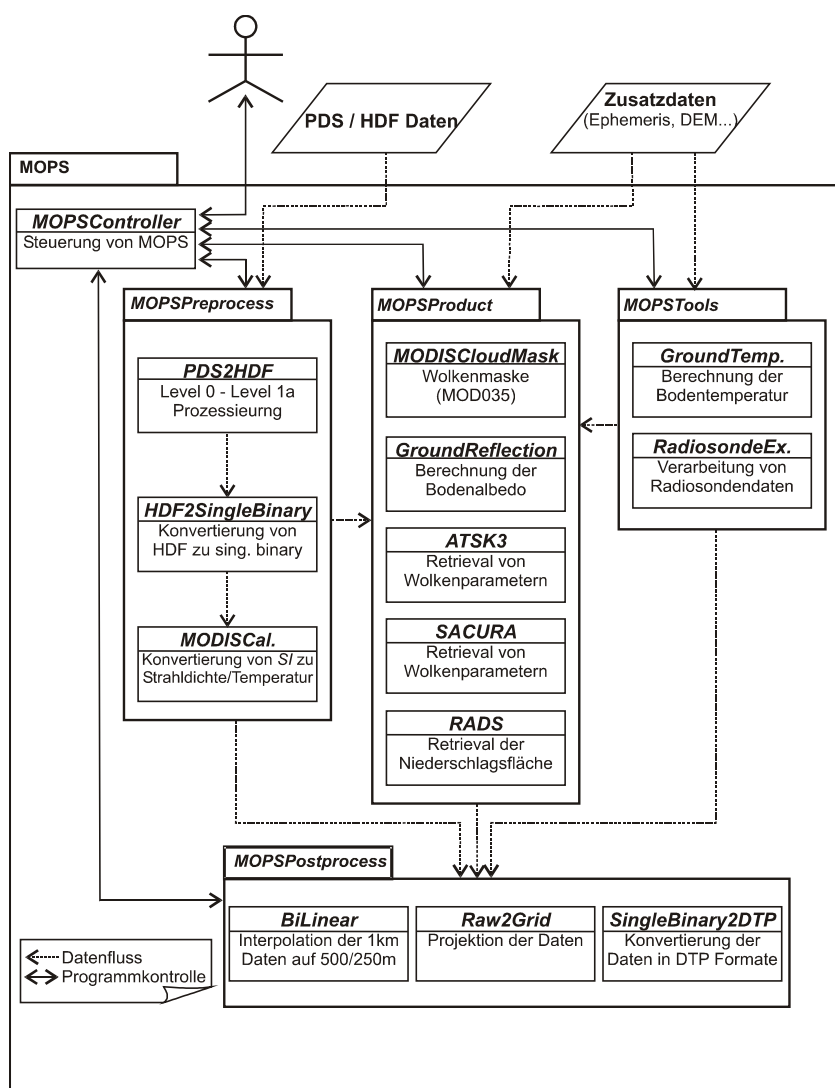


Abbildung 10: Übersicht über die Architektur der operationellen MODIS-Prozesskette MOPS.

Quelle: verändert nach NAUSS & BENDIX (2005).

Die MODIS-SI-Kanal- sowie zugehörige Geolozierungs- und Solar-/Sensor-winkeldatensätze werden anschließend mittels *HDF2SingleBinary* aus den HDF-Dateien extrahiert und in separaten single-binary-Dateien gespeichert, die die Grundlage für die weiteren Module darstellen. Für jede Kanal- bzw. Winkeldatei werden zudem Metainformationen abgespeichert.

Zum Abschluss der Vorprozessierung werden die 16 bit SI-Werte im Modul *MODISCalibration* in Strahldichten bzw. Reflexionswerte (nur solare Kanäle) entsprechend

$$L_i = sc_i(SI_i - off_i) \quad (1)$$

umgerechnet. L_i ist die Strahldichte ($\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$), und sc_i bzw. off_i sind die zuvor extrahierten Kalibrierungskoeffizienten für Kanal i (analoges gilt für die Reflexion). Für die zu Strahldichten konvertierten thermalen Kanäle wird zudem die Schwarzkörpertemperatur (T_{BB}) nach

$$T_{BB} = \left(\frac{hc}{k} \lambda_{ecw} \ln \left[\frac{2hc^2}{L_i \lambda_{ecw}^5} + 1 \right] - toff_i \right) / tsc_i \quad (2)$$

über die inverse Planck-Funktion berechnet. Der Parameter h ist die Planck-Konstante, c die Lichtgeschwindigkeit im Vakuum, k die Stefan-Boltzmann-Konstante, λ_{ecw} die effektive zentrale Wellenlänge des jeweiligen Kanals, und tsc_i bzw. $toff_i$ stellen die zugehörigen Korrekturfaktoren dar.

3.1.2.2 MOPSPRODUCTS

Im Programmpaket *MOPSPRODUCTS* sind Module zusammengefasst, die der unmittelbaren Produktgenerierung dienen. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden eine Wolkenmaske (*MODISCloudMask*), ein Albedoprodukt (*GroundReflection*), zwei Verfahren zur Ableitung von Wolkenparametern (ATSK3 und SACURA) sowie das Verfahren zur Ableitung der Niederschlagsflächen (RADS) erweitert bzw. entwickelt und implementiert. Informationen zu den Wolkenparametern- und Niederschlagsflächenretrievals finden sich in Kap. 4, und die Wolkenmaske (*MODISCloudMask*) beruht auf angepassten Fortran Routinen des NASA-MODIS-MOD035-Produkts (ACKERMANN et al. 1998), dessen ursprünglich für die USA geltende Schwellwerte auf Mitteleuropa übertragen wurden. Obwohl die MODIS-Wolkenmaske zahlreiche Wolkentypen ausweisen kann, wird im Rahmen der vorliegenden Arbeit lediglich eine dichotome Maske verwendet, die alle bewölkten Pixel und damit die Aufnahmeregionen maskiert, die von ATSK3, SACURA und RADS berücksichtigt werden.

Da sowohl das ATSK3-Verfahren als auch SACURA den Wert der Bodenalbedo je Pixel und verwendetem Kanal für die Extraktion des Wolkensignals aus der am Sensor gemessenen Strahlung benötigen (vgl. Kap. 4.1.3/4), wurde das *GroundReflection*-Modul entwickelt. Die planetare Albedo

$$A_p(\mu_0) = \frac{\uparrow F_{diff}}{\mu_0 F_0} \quad (3)$$

ist durch das Verhältnis der reflektierten Strahlungsflussdichte F_{diff} zur solaren Einstrahlungsflussdichte F_0 am Außenrand der Atmosphäre gegeben. Die Sonnenstandskorrektur erfolgt durch den Kosinus (μ_0) des Sonnenzenitwinkels ϑ_0 . Da vollständig wolkenfreie Szenen seltene Ausnahmen darstellen, werden zur Bereitstellung des Albedoprodukts die Aufnahmen der letzten 30 Tage berücksichtigt und die Reflexionswerte der jeweils wolken-

$$L_{3,7\mu m}^{thermal} = \frac{2hc^2}{\lambda_{ecw}^5} \frac{1}{\exp\left(\frac{hc}{\lambda_{ecw}} \frac{1}{kT_{BB}^{11\mu m}}\right) - 1} \quad (4)$$

Die resultierende Strahldichte $L_{3,7\mu m}^{thermal}$ entspricht dann dem thermalen Anteil am Sensorsignal des 3,7 μm Kanals, und der solare Anteil $L_{3,7\mu m}^{solar}$ kann durch Subtraktion von der gemessenen Strahldichte $L_{3,7\mu m}$ nach

$$L_{3,7\mu m}^{solar} = L_{3,7\mu m} - L_{3,7\mu m}^{thermal} \quad (5)$$

berechnet und als Eingangsdatensatz für den 6s-Code verwendet werden.

3.1.2.3 MOPSPostprocess

Im *MOPSPostprocess*-Paket sind Programme zur Nachprozessierung der in MOPS bearbeiteten Kanal- und Produktdaten implementiert. Die Projektion der Satellitendaten in ein kartographisches Referenzsystem wird durch *Raw2Grid* möglich, in das derzeit Projektionsgleichungen für UTM sowie diverse polarstereographische und Lambert'sche Projektionen basierend auf SNYDER (1987) implementiert sind. Für den Fall, dass MODIS-Daten mit 500 bzw. 250 m Auflösung projiziert werden sollen, ist zusätzlich eine bilineare Interpolation der Winkel- und Geolozierungsfelder durch das *BiLinear*-Modul notwendig, da diese Datensätze immer nur in einer Auflösung von 1000 m vorliegen. Abschließend können die im single-binary-Format vorliegenden Satellitendaten mit dem *SingleBinary2DTP*-Programm in gängige Grafikformate (z.B. Bitmap, JPEG) konvertiert werden, um eine Visualisierung in Standard-Grafikprogrammen oder Web-Browsern zu ermöglichen.

3.1.2.4 MOPSTools

Im Paket *MOPSTools* sind Algorithmen zusammengefasst, die für das ATSK3-Verfahren notwendige Zusatzdaten bereitstellen (vgl. Kap. 4.1.3). Die Schwarzkörpertemperatur der Bodenoberfläche (T_g) für wolkenbedeckte Pixel wird mittels einer multiplen Regression im Modul *GroundTemperature* geschätzt. Basis ist die T_g in wolkenfreien Pixeln der jeweils aktuellen Aufnahme, deren Werte mit Hilfe der geographischen Länge und Breite sowie der Höhe über dem Meer aus den Daten des digitalen Geländemodells (vgl. Kap. 3.3.1) für die wolkenbedeckten Pixel inter- bzw. extrapoliert werden. Abb. 12 zeigt beispielhaft die Eignung des Verfahrens an einer quasi wolkenfreien Terra-MODIS-Aufnahme vom 29.07.2002, 10:59 UTC. Innerhalb der in Abb. 12a weiß markierten Fläche, die die reale Wolkenbedeckung am 05.08.2002, 11:05 UCT, repräsentiert, wurde T_g mittels *GroundTemperature* berechnet. Die prozentualen Differenzen zwischen den so berechneten Werten und den tatsächlich am 29.07.2002 gemessenen Daten sind in Abb. 12b dargestellt. Sie bewegen sich im Allgemeinen innerhalb

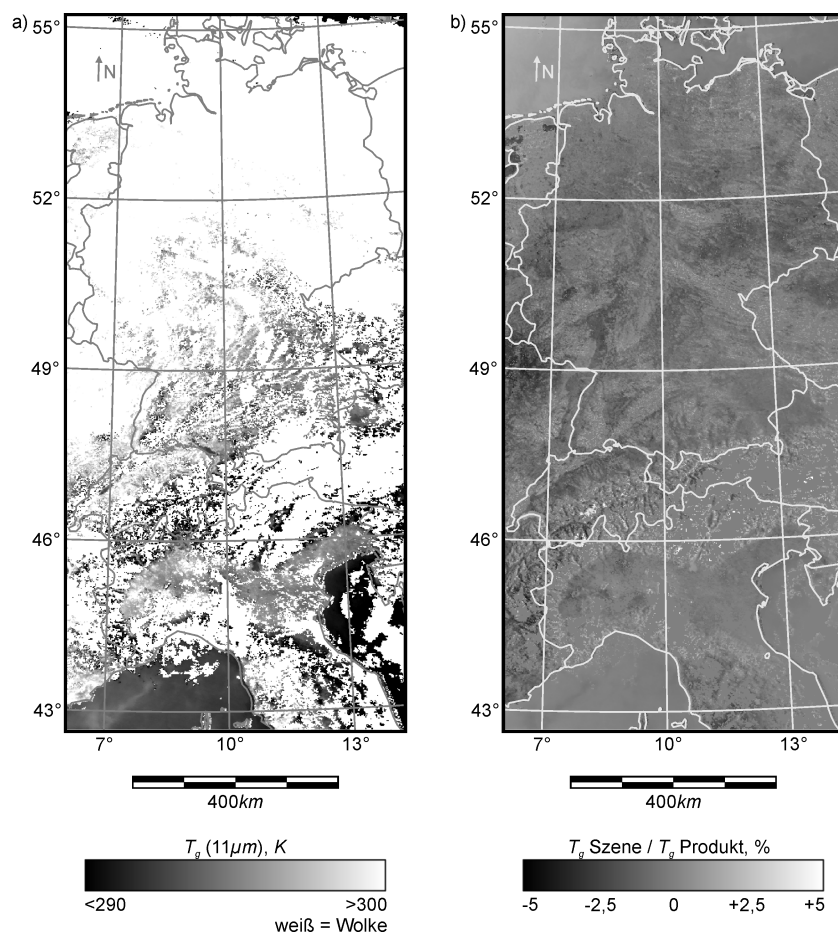


Abbildung 12: Terra-MODIS-Szene vom 29.07.2002, 10:59 UTC.

Dem quasi wolkenfreien, temperaturkalibrierten 11 μm Kanal wurde die Wolkenmaske vom 05.08.2002, 11:05 UTC überlagert (a). Die prozentuale Differenz zwischen auf Basis dieser Wolkenmaske berechneter und tatsächlich am 29.07.2002 aufgezeichneter Temperatur ist in (b) dargestellt.

von $\pm 5\%$, und auch Vergleiche mit weiteren Aufnahmen wiesen keine Abweichungen größer als $\pm 10\%$ auf, so dass die Ergebnisse als ausreichend genau für das ATSK3-Verfahren gelten können (vgl. Kap. 4.1.5.3).

Die Bereitstellung von Vertikalprofilen diverser meteorologischer Parameter zur Korrektur der atmosphärischen Wasserdampfabsorption im ATSK3-Verfahren (vgl. Kap. 4.1.3) erfolgt durch das *RadiosondeExtract*-Programm. Die Datengrundlage bildet jeweils ein zum Satellitenüberflug zeitnaher Radiosondenaufstieg, der aus einer Gruppe von deutschen Radiosondenstationen ausgewählt wird. Sollte aufgrund ausgefallener Messungen die Zeitdifferenz zwischen Satellitenaufnahme und Radiosondenaufstieg größer als 24 Stunden sein, so wird ein der Jahreszeit entsprechendes Standardprofil verwendet.

3.2 Synoptische Daten

3.2.1 DWD-Radardaten

Bodengestützte Niederschlagsradare arbeiten in der Regel im Wellenlängenbereich von 3 bis 10 cm. Messgrundlage ist die zum Radar aus einem mit Niederschlagstropfen gefüllten Luftvolumen zurückgestreute Signalstärke P_r . Das Luftvolumen wird durch den horizontalen Abstand d zum Radarstandort, die Pulsfrequenz des Radars und die Breite des Radarstrahls bestimmt und ist somit eine Funktion der Entfernung zum Stationsstandort. Unter der Annahme, dass das jeweilige Volumen vollständig und gleichmäßig mit Niederschlagstropfen gefüllt ist, gilt:

$$P_r = \frac{c_1 c_2 ZK}{d^2} \quad (6)$$

Z ist der Radarreflektivitätsfaktor und K der Abschwächungskoeffizient, der die Schwächung des Radarstrahls auf dem Weg durch das Niederschlagsvolumen korrigiert. Die notwendige Hardware-Korrektur wird durch den Parameter c_1 , die Korrektur hinsichtlich unterschiedlicher Formen von flüssigen bzw. festen Niederschlagsteilchen durch c_2 berücksichtigt. Weitere Ausführungen finden sich beispielsweise bei JOSS & WALDVOGEL (1990) sowie SELTMANN (1997). Die Probleme der Niederschlagsmessung mit Radardaten werden bei JANEKE (1995) oder SHEPERD et al. (1995) diskutiert.

Die in dieser Arbeit sowohl zur Entwicklung als auch zur Validierung verwendeten Komposit-Daten des DWD-Radarverbundes (PC-Produkt) beruhen auf C-Band Messungen (Wellenlänge ≈ 5 cm) der in Abb. 13 dargestellten 16 Einzelstationen. An jedem Radarstandort werden mit 15-minütiger Repetitionsrate unter 18 Evaluationswinkeln zwischen $0,5$ und 35° und einem maximalen Radius von 230 km die Reflektivitäten erfasst. Die Datensätze werden über ein next-neighbour Interpolationsverfahren aus dem Polarkoordinatenraum in ein kartesisches Koordinatensystem mit 2 mal 2 km Kantenauflösung überführt. Die Verschneidung der 16 einzelnen Produkte (PL-Produkte) erfolgt ebenfalls über ein next-neighbour Resampling, wobei die Auflösung auf 4 mal 4 km Kantenlänge reduziert wird. In den Überschneidungsbereichen zweier Radarstandorte wird der jeweils höhere Reflexionswert in das PC-Produkt übernommen, aber Untersuchungen von LANG (1997) zeigen, dass die dafür notwendige Abstimmung der angrenzenden Standorte im Mittel nur zu $\pm 35\%$ erfüllt ist. Die ursprüngliche 8 bit Auflösung der Radardaten wird in den PL- bzw. PC-Produkten auf sechs Klassen reduziert, deren Reflektivität sowie die dadurch repräsentierte Niederschlagsintensität in Tab. 2 dargestellt ist. Zur Abgrenzung von Niederschlagsflächen wurden im Rahmen der abschließenden Evaluierungsstudie die Klassen 1 bis 6 verwendet.

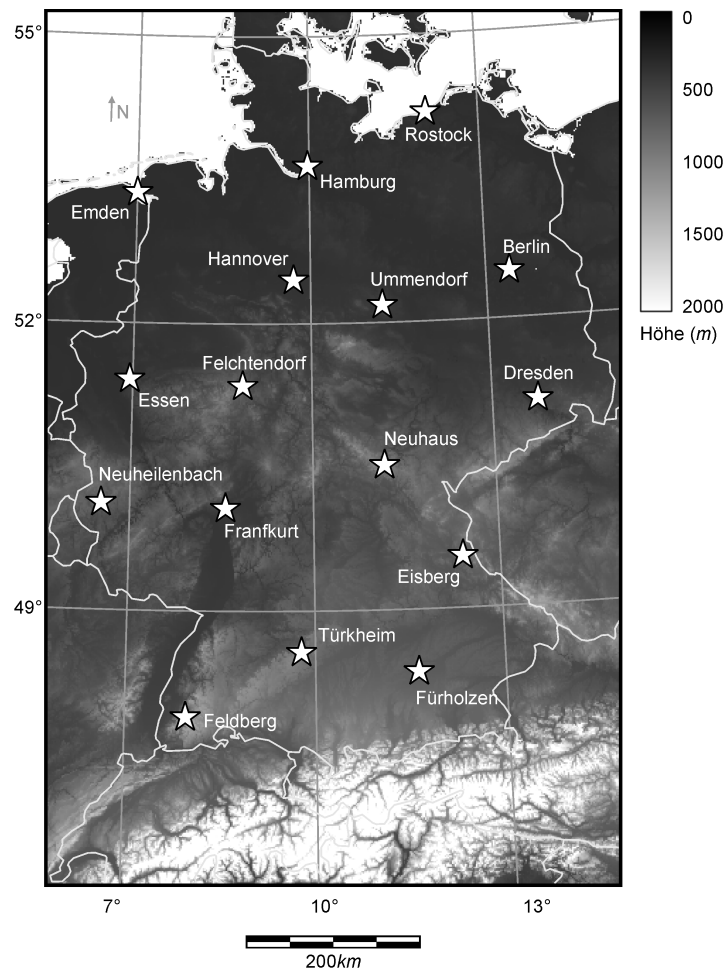


Abbildung 13: Räumliche Verteilung der für das DWD-PC-Produkt verwendeten Radarstationen.

Die Stationen sind dem digitalen Geländemodell GTopo 30 überlagert.

Im Hinblick auf die Verwendung des PC-Produkts im Rahmen dieser Arbeit müssen zwei Probleme angesprochen werden. Zum einen kann die Dämpfung des Radarstrahls durch die Niederschläge selbst dazu führen, dass vom Standort aus gesehen dahinter liegende Niederschlagsflächen nicht erfasst und Pixel deshalb fälschlicherweise als niederschlagsfrei klassifiziert werden. Zum anderen verursachen statische oder dynamische Festzielechos ein Radarsignal, das mit den Reflektivitäten des Niederschlagssignals identisch ist. Während statische Bodenechos durch die Untersuchung von Zeitreihen identifiziert und ausmaskiert werden können, ist dies bei dynamischen, beispielsweise durch die Refraktion der Radarstrahlen an Temperaturinversionen hervorgerufenen Echos nicht ohne die Berücksichtigung umfangreicher meteorologischer Zusatzdaten bei der Erstellung der PC-Produkte möglich.

Tabelle 2: Niederschlagsrate und korrespondierende Radarreflektivität (dBZ) bzw. Reflektivitätsklassen des PC-Produkts nach Angaben des DWD.

Niederschlagsrate	Radar dBZ Wert	Radar Klasse
0,06...0,4	7,0...18,9	1
0,4...1,8	19,0...27,9	2
1,9...8,0	28,0...36,9	3
8,1...34,9	37,0...45,9	4
35,0...149,9	46,0...54,9	5
>150,0	>55,0	6

(vgl. SELTMANN 1997). Im Hinblick auf die durchgeführte Evaluierungsstudie können die Radar-basierten Niederschlagsflächen daher nicht als eine absolute Referenz angesehen werden (vgl. Kap. 5).

3.2.2 Radiosondendaten

Die für das ATSK3-Verfahren notwendigen Vertikalprofile werden aus Radiosondendaten im *RadiosondeExtract*-Modul von MOPS extrahiert. Im operationellen Dienst zeichnen die Radiosonden bei ihrem Aufstieg Luftdruck sowie Taupunkt- und Lufttemperatur auf. Die dazu jeweils korrespondierende Windgeschwindigkeit und Höhe über dem Meer wird über eine radarbasierte Verfolgung der Sonde berechnet. Die in der Regel vier Mal täglich durchgeführten Messungen (0, 6, 12, 18 Uhr) werden über den Datenserver der Universität Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>, Stand: 01.04.2005) bezogen.

3.2.3 Strahlungstransfermodelle

Im Rahmen der Entwicklungsarbeit wurden diverse Strahlungstransfermodelle verwendet, auf deren detaillierte Beschreibung an dieser Stelle verzichtet und auf weiterführende Quellen verwiesen wird. Für konzeptionelle Überlegungen sowie zur Berechnung der Reflexionsfunktionen in Kap. 4.1.1 dienten die Strahlungstransfermodelle STREAMER und SCIATRAN. Beide Modelle ermöglichen die Einbindung individueller Atmosphärenprofile und Wolkenparametrisierungen zur integralen Berechnung der von einem potentiellen Sensor gemessenen Strahldichten und Reflexionen bzw. Schwarzkörpertemperaturen. Die Response-Funktion der Sensorkanäle, also die Sensitivität des jeweiligen Kanals als Funktion des von ihm abgedeckten Wellenlängenbereichs, kann in STREAMER ebenfalls berücksichtigt werden. Beide Modelle benutzen u.a. den discrete ordinary solver (DISORT, STAMNES et

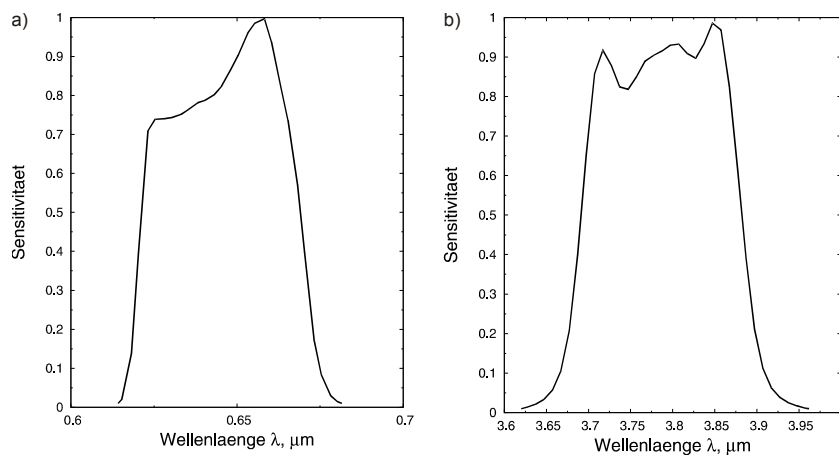


Abbildung 14: Response Funktion des 0,65 μm (a) und 3,7 μm (b) MODIS-Kanals.

al. 1988, 1988a), der zwar rechenzeitintensiver als der ebenfalls in STREAMER implementierte two-stream-Algorithmus (TOON et al. 1989) ist, dafür jedoch wesentlich genauere Ergebnisse liefert. Die Reflexionsfunktion von Wolken wird bei SCIATRAN mittels eines semi-analytischen Algorithmus berechnet (vgl. auch Kap. 4.1.4). Weitere Ausführungen sind beispielsweise bei KEY & SCHWEIGER (1998) für STREAMER und ROZANOV et al. (1997, 2001, 2002) für SCIATRAN zu finden.

Die neu berechneten look-up-Tabellen des ATSK3-Algorithmus (vgl. Kap. 4.1.3) beruhen auf dem RSTAR5b-Modell, in das eine von NAKAJIMA & TANAKA (1986, 1988) modifizierte, zeiteffizientere Version der discrete-ordinary-Methode von STAMNES & SWANSON (1981) implementiert ist (vgl. auch STAMNES et al. 1988). Um speziell auf MODIS abgestimmte Ergebnisse erzielen zu können, wurden die in Abb. 14 dargestellten Response-Funktionen der Kanäle 1 (0,65 μm) und 20 (3,7 μm) durch jeweils 25 Stützwerte beschrieben und für die Berechnung in RSTAR5b verwendet.

Für die Atmosphärenkorrektur des MOPS Bodenalbedoprodukts wurde der Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum algorithm (6S) in das GroundReflection-Modul integriert. Durch die Verwendung aktueller Näherungsfunktionen für Rayleigh- und Aerosolstreuungsprozesse und die Verwendung der sog. Successive-Orders-of-Scattering-Methode (SOS) können Strahlungsinteraktionen in der Atmosphäre mit hoher Genauigkeit modelliert werden. Die spektrale Auflösung des Modells liegt bei 2,5 nm und ist damit ausreichend für die Verwendung von MODIS- bzw. SEVIRI-Daten. Weitere Informationen zum 6S Code sind bei VERMOTE & ROGER (1996) bzw. VERMOTE et al. (1997, 1997a, 1997b) zu finden.

Die Reflexionsfunktion halb-unendlicher Wolken im nicht- bzw. schwach absorbierenden Bereich zur Verwendung in SACURA (vgl. Kap. 4.1.4) wurde durch den Strahlungstransfercode von MISHCHENKO et al. (1999, 2002) be-

rechnet. Das Verfahren basiert auf der iterativen Lösung der Integralgleichungen von AMBARTSUMIAN (1958) und stellt somit ein exaktes Strahlungstransfermodell dar.

Alle verwendeten Strahlungstransfermodelle sind frei verfügbar. STREAMER kann online von der Universität Wisconsin (<http://stratus.ssec.wisc.edu/streamer/streamer.html>, Stand: 01.04.2005), SCIATRAN von der Universität Bremen (<http://www.iup.physik.uni-bremen.de/sciatran/>, Stand: 01.04.2005), RSTAR5b über das OpenCLASTR-Projekt (<http://www.ccsr.u-tokyo.ac.jp/~clastr/>, Stand: 01.04.2005) und das Modell von Mishchenko über die NASA (<http://www.giss.nasa.gov/~crmim/mishchenko.html>, Stand: 01.04.2005) bezogen werden.

3.3 Geländemodell GTopo30

Das in Abb. 13 dargestellte digitale Geländemodell (DEM) GTOPO 30 wird von Seiten des U.S. Geological Survey über das EROS Data Center zur Verfügung gestellt (<http://lpdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.asp>, Stand: 01.04.2005). Die Auflösung beträgt ca. 1 km (30 Bogensekunden), und der mittlere quadratische Fehler der Höhenwerte liegt in Mitteleuropa bei 100 m (U.S. GEOLOGICAL SURVEY 1993). Für die Verwendung im vorgestellten Extrapolationsverfahren für die Bodenoberflächentemperatur ist diese Genauigkeit ausreichend.

4 Entwicklung eines Methodenverbundes zur Ableitung der Niederschlagsfläche über Mitteleuropa

Zur Umsetzung des vorgestellten Konzeptmodells, das die Erfassung der Niederschlagsfläche auf Basis der optischen Wolkendicke sowie des effektiven Wolkentropfenradius vorsieht, sind zwei fernerkundliche Techniken notwendig:

1. ein Verfahren zur Ableitung der Wolkenparameter und
2. ein Verfahren zur Erfassung der Niederschlagsfläche auf Basis der zuvor ermittelten Wolkeneigenschaften.

Für die Ableitung der Wolkenparameter wurde auf das ursprünglich für SCIAMACHY entwickelte SACURA (KOKHANOVSKY et al. 2003) zurückgegriffen. Jedoch waren zur Bereitstellung ausreichend genauer Datensätze für RADS folgende grundlegende Erweiterungen notwendig:

1. Zusätzliche Berücksichtigung der Bodenalbedo bei der Berechnung der Wolkenparameter im Hinblick auf den Einsatz des Verfahrens über Landflächen.
2. Verwendung von exakten Strahlungstransfermodellen zur Berechnung der Reflexionsfunktion halb-unendlicher Wolken anstelle der bisher verwendeten, genäherten Gleichungen, die für mittlere und große Satellitenzenitwinkel zu ungenau sind, so dass das Verfahren auf geostationäre Sensoren übertragen werden kann.

Entsprechend der Untergliederung in die beiden Module zur Erfassung der Wolkenparameter und der Niederschlagsfläche ist Kap. 4 zweigeteilt.

Zum besseren Verständnis werden in Abschnitt 4.1.1 die wichtigsten Parameter erläutert, die für die optischen Eigenschaften von Wolken und damit für die prinzipielle Möglichkeit einer satellitenbasierten Ableitung der optischen Dicke und des effektiven Radius verantwortlich sind. Anschließend ist in Kap. 4.1.2 ein kurzer Überblick über bisher bestehende Retrievals zu finden, bevor die in MOPS implementierten Verfahren vorgestellt werden. Neben SACURA (Kap. 4.1.4) handelt es sich dabei um das ATSK3-Retrieval der japanischen Weltraumbehörde JAXA (NAKAJIMA UND NAKAJIMA 1995; KAWAMOTO et al. 2001, vgl. Kap. 4.1.3). Das theoretisch genauere, jedoch deutlich rechenzeitintensivere ATSK3 wurde im Rahmen einer Evaluierungsstudie benötigt, um die Eignung von SACURA bewerten zu können. Die Ergebnisse dieser Studie, in deren Rahmen auch das NASA-MOD06-

Produkt (PLATNICK et al. 2003) verwendet wurde, sind in Kap. 4.1.5 dargestellt. Abschließend wird in Kap. 4.2 die Entwicklung von RADS beschrieben.

4.1 Ableitung optischer und mikrophysikalischer Parameter aus Satellitendaten

4.1.1 Optische Eigenschaften von Wolken

Wolken streuen und absorbieren einfallende Strahlung als Funktion der Einstrahlungs- und Beobachtungsgeometrie, der optischen Dicke der Wolke, ihres Tropfenspektrums, der chemischen Zusammensetzung und Tropfenphase sowie der Wolkenhöhe und ermöglichen so die Ableitung optischer und mikrophysikalischer Wolkenparameter (LIOU 1992; KOKHANOVSKY 2004). Die folgende Übersicht bezieht sich – sofern nicht explizit erwähnt – auf die optischen Eigenschaften von Wasserwolken im VIS/NIR-Spektrum, da diese letztendlich für die Ableitung der Niederschlagsfläche entscheidend sind. Ausführungen zu Eiswolken finden sich z.B. bei LIOU (1992), WYSER (1998), MELANI et al. (2000), RYAN (2000) und PAROL et al. (1991); Strahlungseigenschaften von Wolken im IR-Bereich werden bei HUNT (1973), DOWNING & WILLIAMS (1975), STRABALA et al. (1994) sowie ebenfalls LIOU (1992) vorgestellt.

Die in den letzten Jahren entwickelten Retrievals zur Ableitung von Wolkenparametern aus Tagaufnahmen verwenden im Allgemeinen einen Kanal im nicht-absorbierenden, zumeist sichtbaren und einen Kanal im absorbierenden, nahen infraroten Spektralbereich (z.B. NAKAJIMA & NAKAJIMA 1995, PLATNICK et al. 2003). Die exakten Wellenlängen sind vom jeweils verwendeten Sensor abhängig, können im Folgenden jedoch durch eine Wellenlänge von 0,65 μm für das nicht-absorbierende und eine Wellenlänge von 1,6 μm , 2,1 μm bzw. 3,7 μm für das absorbierende Band repräsentiert werden. Da die Ableitung der Wolkenparameter in atmosphärischen Fenstern stattfindet, wird die Absorption von Strahlung durch atmosphärische Gase vernachlässigt und der Begriff Absorption auf diejenige durch Wassertropfen bzw. Eiskristalle begrenzt. Eine Übersicht über die Schwächung der am Sensor gemessenen Strahldichte durch atmosphärische Gase ist bei LIOU (1976) zu finden.

4.1.1.1 Tropfenspektrum und Tropfenkonzentration

Eine Wasserwolke kann hinsichtlich ihrer optischen Eigenschaften, die für die Interaktion zwischen Wolke und einfallender solarer Strahlung verantwortlich sind, als aus sphärischen Tropfen bestehend betrachtet werden. Die zufällige Größenverteilung dieser Tropfen wird als Funktion f des Tropfenradius a angegeben und ergibt integriert über alle Radien die Normierung der Funktion:

$$\int_0^{\infty} f(a) da = 1. \quad (7)$$

Typische gemessene Tropfenspektren in Wasserwolken können mathematisch als Gamma-Verteilung

$$f(a) = \mathbb{N} a^s e^{-sa/a_0} \quad (8)$$

mit der Normalisierungskonstante

$$\mathbb{N} = \frac{s^{s+1}}{\Gamma(s+1) a_0^{s+1}} \quad (9)$$

beschrieben werden (KING et al. 1997; LIOU 2002; MAYER et al. 2004). Gleichung 8 ermöglicht die Charakterisierung der Tropfenverteilung mit dem am häufigsten auftretenden Tropfenradius a_0 und dem Parameter s , der die Breite der Gammaverteilung nach

$$\Gamma(s) = \int_0^{\infty} x^{s-1} e^{-x} dx \quad (10)$$

beschreibt (für typische Werte von s bzw. a_0 siehe z.B. DEIRMENDJIAN 1969; LIOU 1992 und KOKHANOVSKY 2004).

Die Untersuchungen von MCGRAW et al. (1998) haben gezeigt, dass die optischen Eigenschaften von Aerosolen praktisch unabhängig von der exakten Tropfenverteilungsfunktion sind und besser durch niedrige Potenzen dieser Funktion beschrieben werden sollten. Zum gleichen Ergebnis kommen auch ACKERMAN et al. (1990) für Cirrus-Wolken und HU & STAMNES (1993) für die optischen Eigenschaften von Wasserwolken. Im Hinblick auf das in Kap. 4.4 dargestellte Konzeptmodell müsste folglich eine theoretische Verteilung des Tropfenspektrums a priori angenommen werden, falls ein unmittelbar auf diesem beruhender Kennwert der Tropfengröße (z.B. Mittel- oder Modalwert der Radien) zur Identifikation der Niederschlagsfläche verwendet werden würde. Dies ist der Grund für die Verwendung des effektiven Tropfenradius a_{ef} zur Abgrenzung der regnenden Wolkenregionen, da dieser genau die Potenzkombination darstellt, die die optischen Eigenschaften von Wolkentropfen am besten beschreibt. Nach HANSEN & TRAVIS (1974) ist der effektive Radius als die Ratio aus der dritten und zweiten Tropfenspektrenpotenz definiert:

$$a_{ef} = \frac{\int_0^{\infty} a^3 f(a) da}{\int_0^{\infty} a^2 f(a) da}. \quad (11)$$

Für typische Wertebereiche von $a_0 \in [4; 20 \mu\text{m}]$ und $s \in [2; 8]$ (KOKHANOVSKY 2004) ergibt sich unter Verwendung von Gl. 8 ein Wertebereich für a_{ef} von 5 bis $50 \mu\text{m}$, wobei der effektive Radius in den meisten Fällen zwischen 4 und $30 \mu\text{m}$ liegt (NAKAJIMA & NAKAJIMA 1995; KAWAMOTO et al. 2001; HAN et al. 1994).

Neben dem effektiven Radius ist der Flüssigwasserweg (LWP) ein wichtiger Parameter im Rahmen der später dargestellten Wolkenretrievals. Der Bezug zwischen LWP und Tropfenspektrum ergibt sich über die volumetrische Tropfenkonzentration

$$C_v = N \frac{4\pi}{3} \int_0^{\infty} a^3 f(a) da \quad (12)$$

bzw. den Flüssigwassergehalt

$$C_w = \rho C_v \quad (13)$$

(ρ ist die Dichte von Wasser). Nach KOKHANOVSKY (2004) umfasst die Tropfenkonzentration N typischerweise einen Wertebereich von 20 bis 1.000 cm^{-3} , C_v einen Bereich von 10^{-7} bis 10^{-6} und C_w somit einen Bereich von 0,01 bis 1 g/m^3 . Integriert man den Flüssigwassergehalt über die geometrische Dicke der Wolke

$$D = z_{Top} - z_{Bottom} \quad (14)$$

mit z_{Top} bzw. z_{Bottom} als Wolkenober- bzw. -unterkante, so ergibt sich der Flüssigwasserweg nach

$$LWP = \int_{z_{Bottom}}^{z_{Top}} C_w(z) dz. \quad (15)$$

Bei vertikal konstantem C_w vereinfacht sich die Berechnung zu einer reinen Multiplikation:

$$C_w = \text{const.} \Leftrightarrow LWP = C_w D. \quad (16)$$

Aus Gl. 16 folgt, dass eine Berechnung der geometrischen Dicke bei bekanntem Flüssigwassergehalt und -weg möglich ist. Da C_w jedoch nicht aus den Fernerkundungsdaten abgeleitet werden kann, wären hierfür erneut a priori Annahmen notwendig, die den Wert von C_w z.B. auf Basis des jeweiligen Wolkentyps schätzen. Für die Erfassung der Niederschlagsfläche wird deshalb nicht die geometrische, sondern die optische Dicke verwendet, deren Bedeutung im nächsten Abschnitt dargestellt wird.

4.1.1.2 Streuungs- und Absorptionseigenschaften von Wolkentropfen

Die Streuungs- und Absorptionseigenschaften von Wassertropfen und Eiskristallen, die für die Schwächung der einfallenden Strahlung und damit auch für unterschiedliche Wolkensignale in den Satellitendaten verantwortlich sind, können durch den komplexen Refraktionsindex

$$m(\lambda) = m_r(\lambda) - im_i(\lambda) \quad (17)$$

beschrieben werden (LIOU 1992). Der Refraktionsindex $m(\lambda)$ ist dabei nicht nur von der Wellenlänge λ , sondern auch von der thermodynamischen Phase abhängig. Sein realer Term m_r stellt ein Maß für die Streuung einfallender Strahlung dar, wohingegen sein imaginärer Term m_i die Absorptionseigenschaften beschreibt. Abbildung 15 zeigt den Refraktionsindex nach Daten von HALE & QUERRY (1973) für Wasser und WARREN (1984, überarbeitet 1995) für Eis, wie er im verwendeten ATSK3-Ansatz implementiert ist. Werte des Refraktionsindex für Wellenlängen größer 20 μm sind bei DOWNING & WILLIAMS (1975), eine Auswahl weiterer Datensätze ist bei YAMAMOTO et al. (1970) und KOU et al. (1993) zu finden. Der Einfluss von z.B. mit den Wassertropfen agglomerierten Rußaerosolen wird bei MARKEL (2002) besprochen.

Der reale Term des Refraktionsindex zeigt in Abb. 15 nur leichte Variationen zwischen 0,95 und 1,65 mit zunächst meist geringeren Werten für Eis, dessen Verlauf erst für Wellenlängen größer 10 μm deutlich von dem Kurvenverlauf für Wasser abweicht. Die Werte des komplexen Terms hingegen zeigen signifikante Variationsbreiten zwischen 10^{-9} und 0,75 mit einem deutlich erkennbaren, quasi kontinuierlichen Anstieg der Absorption vom VIS zum NIR und darüber hinaus. Die Werte von Eis sind nicht kontinuierlich kleiner als die von Wasser, und der Einfluss der thermodynamischen Phase zeigt sich deutlich z.B. im Bereich des häufig verwendeten 1,6 μm Kanals. Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass im sichtbaren Spektralbereich Streuungsprozesse dominieren, während im nahen Infrarot Absorptionsprozesse immer mehr an Bedeutung gewinnen. Wie in Kap. 4.1.1.4 noch gezeigt werden wird, liegt genau hierin die Begründung für die Verwendung der eingangs erwähnten VIS/NIR Kanalkombination zur Ableitung der optischen Dicke und des effektiven Tropfenradius.

Die durch Streuungs- und Absorptionsprozesse geschwächte, wieder aus der Wolke austretende Strahlung I kann als Funktion der einfallenden Strahlung I_0 , der optischen Dicke τ und dem Cosinus μ_0 des Sonnenzenitwinkels ϑ_0 nach

$$I = I_0 e^{-\tau/\mu} \quad (18)$$

berechnet werden. Die optische Dicke, die sich aus

$$\tau = \int_{z_{\text{Bottom}}}^{z_{\text{Top}}} k_{\text{ext}}(z) dz \quad (19)$$

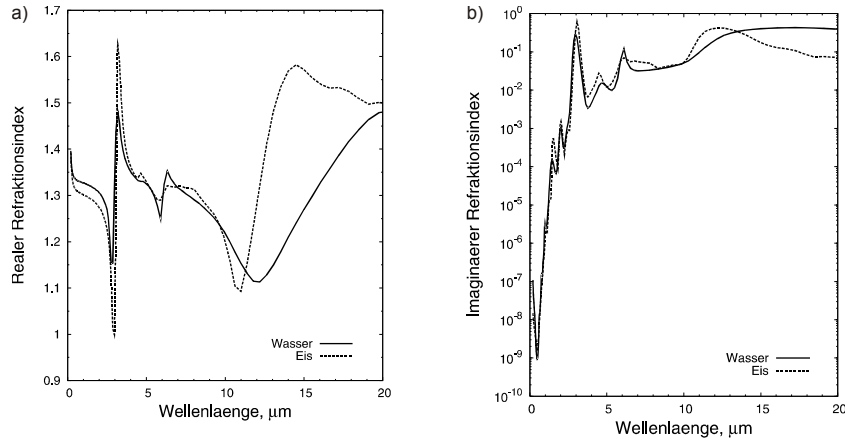


Abbildung 15: Realer (a) und imaginärer (b) Term des komplexen Refraktionsindex für Wasser und Eis.

Quelle: HALE & QUERRY (1973) für Wasser und WARREN (1984, überarbeitet 1995) für Eis.

ergibt, ist folglich ein Maß für die Schwächung einfallender Strahlung durch die Wolke. Wie bereits erwähnt, kann die geometrische Dicke nicht ohne zusätzliche Annahmen aus den Satellitendaten abgeleitet werden, so dass τ als Maß für die vertikale Mächtigkeit einer Wolke im Rahmen des in Kap. 2.4 dargestellten Konzeptmodells verwendet wird. Möglich wird diese Substitution durch die Abhängigkeit der optischen von der geometrischen Wolkendicke, die aus der Integration über die gesamte Wolkenhöhe (z_{Bottom} bis z_{Top}) in Gl. 19 ersichtlich ist.

Zusätzlich zur Wolkendicke ist τ vom Volumenextinktionskoeffizienten

$$k_{ext} = N \int_0^{\infty} \sigma_{ext} f(a) da \quad (20)$$

und damit auch vom Tropfenspektrum f abhängig. Da die optischen Eigenschaften einer Wolke keine Rückschlüsse auf die exakte Verteilung von f erlauben (vgl. Kap. 4.1.1.1), ist es zweckmäßig, k_{ext} und damit auch die optische Dicke nicht als Funktion des Tropfenspektrums, sondern des effektiven Wolkentropfenradius zu beschreiben. Ausgangspunkt hierfür ist die Extinktionsquerschnittsfläche σ_{ext} , deren Multiplikation mit dem Einstrahlungsfluss den gestreuten und absorbierten Strahlungsfluss angibt und somit quasi die durch einen Tropfen abgeschattete Fläche darstellt. Da der Abstand zwischen den Wolkentropfen ausreichend groß gegenüber der betrachteten Wellenlänge ist und damit die Streuungsprozesse als unabhängig voneinander gelten können, wird die Mie-Theorie (MIE 1908) für die exakte Berechnung von σ_{ext} verwendet. Näherungsweise kann σ_{ext} im nicht-absorbierenden Spektralbereich über die Extinktionseffizienz Q_{ext} bestimmt werden, da bei fehlender bzw. zu vernachlässigender Absorption die Extinktion von

Tabelle 3: Mittlerer Extinktionsquerschnitt (μm^2) verschiedener Wolkentypen bei $0,5 \mu\text{m}$ nach Liou (1992).

Cu	Cu con	Cb	Sc	Ns	St
165,9 μm^2	468,3 μm^2	481,6 μm^2	120,4 μm^2	410,1 μm^2	473,1 μm^2

Strahlung allein auf Streuungsprozesse zurückzuführen ist, so dass Q_{ext} mit der Streuungseffizienz Q_{sca} bzw. σ_{ext} mit der Streuungsquerschnittsfläche σ_{sca} gleichgesetzt werden kann:

$$Q_{sca} = \frac{\sigma_{sca}}{\pi a^2} = Q_{ext} = \frac{\sigma_{ext}}{\pi a^2} \quad (21)$$

Für $m(\lambda) \rightarrow 1$ und Werte des Größenparameters $\chi = 2\pi a/\lambda$ größer 40 oszilliert der Wert von Q_{ext} um den Wert 2 (vgl. HANSEN & TRAVIS 1974; CHYLEK 1978), so dass aus Gl. 21

$$\sigma_{ext} = 2\pi a^2 = \frac{4\pi a^2}{2} \quad (22)$$

folgt. Typische mittlere Werte von σ_{ext} für verschiedene Wolken bei $0,5 \mu\text{m}$ sind in Tab. 3 dargestellt (für die exakte Berechnung von σ_{ext} etc. siehe LIOU 1992, 2002).

Für mittlere Werte des Wolkentropfenradius $\langle a \rangle$ folgt aus der Kombination von Gl. 22 und 20

$$k_{ext} = \frac{N 4\pi \langle a^2 \rangle}{2}, \quad (23)$$

so dass unter Berücksichtigung von

$$N = \frac{C_v}{\langle V \rangle} \quad (24)$$

der Extinktionskoeffizient im sichtbaren Spektralbereich als Funktion des effektiven Radius (vgl. Gl. 11) mit

$$k_{ext} = \frac{3C_v}{2a_{ef}} \quad (25)$$

berechnet werden kann. Die volumetrische Tropfenkonzentration C_v ist in Gl. 12 gegeben, und

$$\langle V \rangle = \frac{4\pi}{3} \int_0^\infty a^3 f(a) da \quad (26)$$

ist das durchschnittliche Tropfenvolumen.

Für konstante Werte von C_v kann Gl. 25 als Funktion von C_w bzw. τ als Funktion des LWP (Gl. 15) mit

$$k_{ext} = \frac{3C_w}{2\rho a_{ef}} \quad (27)$$

und

$$\tau = \frac{3LWP}{2\rho a_{ef}} \quad (28)$$

angegeben werden. Die optische Wolkendicke kann somit ohne Kenntnis des exakten Tropfenspektrums mit Hilfe des effektiven Radius berechnet werden. Da die optische Wolkendicke darüber hinaus eine Funktion der Wellenlänge ist, müssen die üblicherweise im nicht-absorbierenden, sichtbaren Spektralbereich abgeleiteten Werte bei Verwendung im nahen Infrarot um die mit der Wellenlänge zunehmenden Absorptionsprozesse gemäß

$$\tau = \frac{3LWP}{2\rho a_{ef}} \left(1 + \frac{1,1}{(2\pi a_{ef} / \lambda)^{2/3}} \right) \quad (29)$$

korrigiert werden (KOKHANOVSKY & ZEGE 1995, 1997, 1997a).

An dieser Stelle müssen noch zwei Parameter eingeführt werden, die den Anteil der durch Wolkentropfen verursachten, wellenlängenabhängigen Streuungs- bzw. Absorptionsprozesse an der Extinktion der einfallenden Strahlung beschreiben. Zum einen handelt es sich dabei um die Wahrscheinlichkeit β für die Absorption eines Photons, die in Abhängigkeit von k_{ext} gemäß

$$\beta = \frac{k_{abs}}{k_{ext}} \quad (30)$$

berechnet werden kann, zum anderen um das zu β korrespondierende Maß für den Anteil der Streuung an der Schwächung der einfallenden Strahlung, die sogenannte Einfachstreuualbedo

$$\omega = 1 - \beta = \frac{k_{sca}}{k_{ext}}. \quad (31)$$

Der Volumenabsorptionskoeffizient k_{abs} ergibt sich analog zu Gl. 20 aus

$$k_{abs} = N \int_0^\infty \sigma_{abs} f(a) da, \quad (32)$$

wobei im Gegensatz zur Streuung bzw. Extinktion im nicht-absorbierenden Spektralbereich k_{abs} bzw. die Absorptionsquerschnittsfläche σ_{abs} vom imaginären Term des Refraktionsindex nach

$$k_{abs} = 4\pi m_i(\lambda) / \lambda \quad (33)$$

abhängig ist. Die exakte Herleitung der beiden Parameter nach der Mie- bzw. anomalous-diffraction-Theorie ist bei LIOU (2002), MITCHELL (2000) und VAN DE HULST (1981), eine näherungsweise Bestimmung bei KOKHANOVSKY (2003) zu finden.

4.1.1.3 Abhängigkeit der Streuungsprozesse von der Beobachtungsgeometrie

Die Streuung einfallender Strahlung durch Wolken und damit das durch die Satellitensensoren erfasste Signal ist stark von der Beleuchtungs- und Beobachtungsgeometrie abhängig. Der Streuwinkel

$$\Theta = \cos^{-1} \left[\mu_0 \mu \sqrt{(1 - \mu_0^2)(1 - \mu^2)} \cos(\zeta_0 - \zeta) \right] \quad (34)$$

kann aus der Position der Sonne mit dem Kosinus μ_0 des Sonnenzenitwinkels sowie dem Azimutwinkel ζ_0 und der Position des Sensors mit dem Kosinus μ des Sensorzenitwinkels sowie dem Azimutwinkel ζ relativ zum Beobachtungspunkt berechnet werden. Der Anteil der einfallenden Strahlung, der in Richtung Θ gestreut wird, ist durch die Streuungsfunktion wiedergegeben. Die Normalisierung der Streuungsfunktion ergibt die dimensionslose Phasenfunktion $p(\Theta)$, welche unabhängig von der Tropfenkonzentration, aber abhängig vom Tropfenspektrum und dem Refraktionsindex ist (KOKHANOVSKY 2004; LIOU 1992, 2002). Sie kann mittels der Mie-Theorie bzw. verschiedener Näherungsfunktionen (z.B. HENYEY & GREENSTEIN 1941) berechnet werden. Ein Vergleich zwischen exakter Berechnung nach der Mie-Theorie und asymptotischen Näherungen der Phasenfunktion findet sich bei LIOU & HANSEN (1971). Im Falle sphärischer Wolkentropfen ist $p(\Theta)$ symmetrisch zum Azimutwinkel, und die Integration über Θ ergibt

$$\frac{1}{2} \int_0^\pi p(\Theta) \sin \Theta d\Theta = 1. \quad (35)$$

Abb. 16 zeigt die nach der exakten Mie-Theorie berechneten Phasenfunktionen für verschiedene Werte von a_{ef} bei einer konstanten Wellenlänge von $0,65 \mu\text{m}$ bzw. für verschiedenen Wellenlängen bei konstanten Werten von a_{ef} . Die Asymmetrie zwischen vorwärts ($\Theta \leq 90^\circ$) und rückwärts ($\Theta \geq 90^\circ$) gerichteter Strahlung ist über alle Tropfengrößen und Wellenlängen deutlich erkennbar. Die dominierende Vorwärtsstreuung für gegenüber der Wellenlänge kleine Tropfengrößen beruht auf externer Diffraktion bzw. zweifacher, interner Refraktion (Transmission) der Strahlung auf dem Weg durch die Wassertropfen. Beide Prozesse zusammen sind für etwa 95% der gestreuten Strahlung verantwortlich. Für Θ von ca. 140° bzw. 130° zeigt sich im sichtbaren Spektralbereich ($\lambda = 0,65 \mu\text{m}$) die erhöhte Rückstreuung aufgrund einfacher bzw. zweifacher interner Reflexion der einfallenden Strahlung, die den primären und sekundären Regenbogen verursacht. Die Verstärkung der Rückstreuung im Bereich des primären Regenbogens mit wachsendem a_{ef} ist auf zunehmende Werte von m_i und den damit ebenfalls zunehmenden magnetischen Dipolterm der Mie-Theorie zurückzuführen, der primär für die rückwärtsgerichtete Streuung verantwortlich ist (HANSEN & TRAVIS 1974). Die so genannte Glorie, verursacht durch interne Reflexion und Oberflächenwellen auf dem Tropfen, zeigt sich in den erhöhten Werten von $p(\Theta)$ im VIS ($\lambda = 0,65 \mu\text{m}$) bzw. NIR ($\lambda = 2,13 \mu\text{m}$) für Θ nahe 180° .

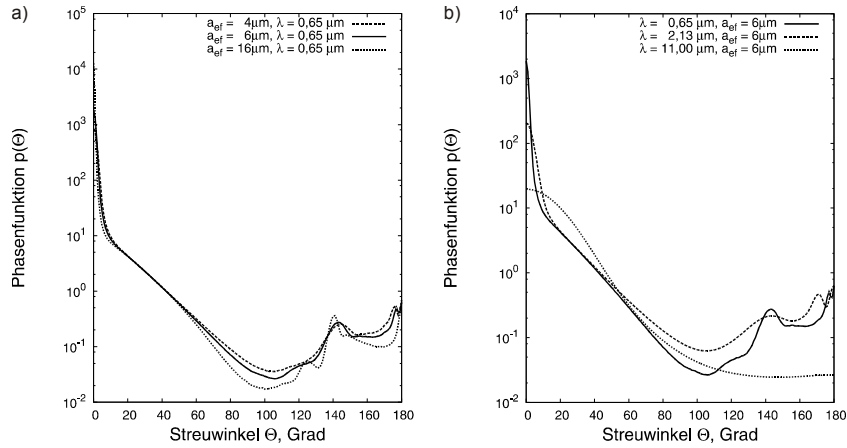


Abbildung 16: Abhängigkeit der Phasenfunktion von der Tropfengröße bei $0,65 \mu\text{m}$ (a) bzw. von der Wellenlänge für effektive Tropfenradien von $6 \mu\text{m}$ (b).

Die Daten beruhen auf Berechnungen nach der exakten Mie-Theorie gemäß des I3RC Projektstandards (NASA 2004) und werden für die durchgeführten Strahlungstransfer-simulationen verwendet.

Mit zunehmender Wellenlänge nimmt sowohl die Dominanz der Vorwärtstreuung als auch die Ausprägung der Regenbogen- bzw. Glorien-Merkmale proportional zum ansteigenden imaginären Refraktionsindex und damit zunehmender Absorption ab.

Für die Ableitung der Wolkenparameter in SACURA (vgl. Kap. 4.1.4) ist die Kenntnis des detaillierten Verlaufs der Phasenfunktion nicht notwendig, und die winkelabhängigen Streuungs- und Absorptionseigenschaften können ausreichend genau durch den Asymmetrieparameter beschrieben werden, der sich aus

$$g = \frac{1}{2} \int_0^\pi p(\Theta) \sin \Theta \cos \Theta d\Theta \quad (36)$$

ergibt. Er stellt den mittleren Cosinus des Streuwinkels dar und ist für den Fall isotoper Streuung genau 0. Negative Werte von g stehen für Phasenfunktionen mit überwiegender Rückstreuung, positive Werte für solche mit dominierender Vorwärtstreuung, so dass für die in Abb. 16 dargestellten Phasenfunktionen die positiven Werte von g die relative Stärke der deutlich vorwärtsgerichteten Höchstwerte von $p(\Theta)$ angeben. Ausführliche Diskussionen von g sind bei HANSEN & TRAVIS (1974), KOKHANOVSKY (2003, 2004) und LIOU (1992), weitere Erläuterungen zur Phasenfunktion, u.a. in Abhängigkeit des Wolkentyps, bei HANSEN (1971) zu finden. Die Phasenfunktionen von Eiskristallen sind bei LIOU (2002) dargestellt.

4.1.1.4 Reflexionsfunktion von Wolken

Die bisher vorgestellten Parameter bestimmen in ihrer Gesamtheit die Reflexionsfunktion von Wolken und damit den Anteil des Wolkensignals an der am Satellitensensor empfangenen Strahlung. Die Reflexionsfunktion R ergibt sich aus der Ratio der von der Wolke reflektierten Strahlungsintensität I und dem bezüglich des Sonnenzenits korrigierten, einfallenden Strahlungsflussdichte F_0 (vgl. LIOU 2002):

$$R(\vartheta_0, \vartheta, \phi) = \frac{\pi I(\vartheta_0, \vartheta, \phi)}{F_0 \cos \vartheta_0}. \quad (36)$$

Da die Streuungs- und Absorptionseigenschaften von der Beleuchtungs- und Beobachtungsgeometrie abhängig sind, ist die am Satelliten empfangene Strahlungsintensität ebenfalls eine Funktion des Sonnenzenits ϑ_0 , des Satellitenzenits ϑ sowie des relativen Azimuts ϕ . Die unterschiedlichen Berechnungsmethoden für die Reflexionsfunktion finden sich bei LIOU (1992) und die Berechnung nach der asymptotischen Theorie bei KING (1987, 1983) bzw. in Kap. 4.1.4. Kontinuierliche Verläufe der Phasenfunktion mit der Wellenlänge sind bei KOKHANOVSKY & ZEGER (1998), die Abhängigkeiten vom Wolkentyp bei LIOU (1976) sowie LIOU & WITTMAN (1979) dargestellt.

In Abb. 17 ist die auf durchgeführten Strahlungstransferrechnungen mittels SCIATRAN beruhende Reflexionsfunktion einer Wasserwolken-schicht bei $0,65 \mu\text{m}$ in Abhängigkeit des Sonnenzenits für verschiedene optische Dicken bzw. effektive Tropfenradien und Nadir-Beobachtung ($\vartheta = 0^\circ$) dargestellt. Der Bereich der Glorie- ($\vartheta \approx 0^\circ$) bzw. Regenbogenregion ($\vartheta \approx 40^\circ$) ist deutlich zu erkennen (vgl. Abb. 16), und der zum Sensor reflektierte Anteil des einfallenden Strahlungsflusses nimmt mit abnehmender Sonnenhöhe ebenfalls ab. Zudem zeigt sich eine deutliche proportionale Abhängigkeit der Reflexion von der optischen Dicke, wohingegen der effektive Radius nur einen geringen, invers proportionalen Einfluss ausübt. Letzterer nimmt darüber hinaus für zunehmende τ und die damit an Bedeutung gewinnenden multiplen Streuungsprozesse in der Wolke (KOKHANOVSKY & ROZANOV 2003) ab.

Wie bereits erwähnt, gewinnen im nahen Infrarot Absorptionsprozesse an Bedeutung ($\omega < 1$, $\beta > 0$), was aus dem Anstieg des imaginären Anteils des Refraktionsindex in Abb. 15 ersichtlich ist, der zwischen $0,65 \mu\text{m}$ und $1,6 \mu\text{m}$ von $1,6 \cdot 10^{-8}$ auf $1,44 \cdot 10^{-4}$ zunimmt. Die sich hieraus bei $1,6 \mu\text{m}$ ergebende Reflexionsfunktion ist in Abb. 18a für diverse optische Dicken und einen fixierten a_{ef} von $6 \mu\text{m}$ dargestellt. Die Reflexion verhält sich erneut proportional zu τ , weist jedoch, vor allem bei großen optischen Dicken, geringere Werte als bei $0,65 \mu\text{m}$ auf. Dies ist auf das Gegenspiel zwischen Phasenfunktion bzw. Asymmetrieparameter und erhöhter Absorption zurückzuführen. Die Phasenfunktion ist im Rückstrebereich im NIR größer als im VIS (vgl. Abb. 16), so dass sich eine Zunahme der zum Sensor zurückgestreuten Strahlungsintensität ergibt, die im optisch dünnen Bereich

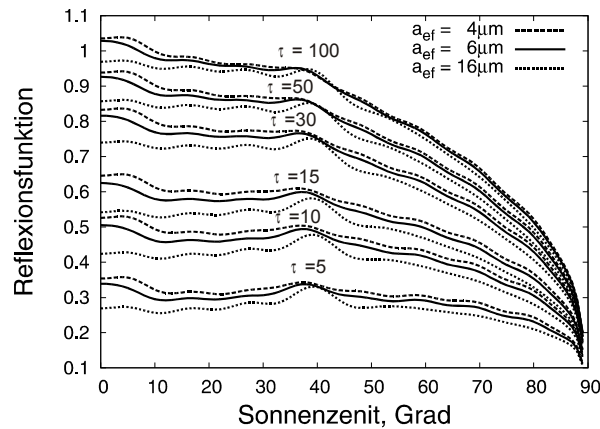


Abbildung 17: Reflexionsfunktion einer homogenen Wolkenschicht bei $0.65 \mu\text{m}$.

Dargestellt sind Nadir-Beobachtungen für verschiedene Werte der optischen Dicke und des effektiven Radius als Funktion des Sonnenzenitwinkels. Die Berechnung erfolgte mittels SCIATRAN für einen relativen Azimutwinkel von 0° , eine Wolkenhöhe von 5 km und eine Albedo der Lambertunterlage von 0,1.

die Absorptionsverluste ausgleichen kann. In optisch dicken Bereichen reicht dieser Kompensationsmechanismus jedoch nicht aus, so dass hier die Reflexion abnimmt.

Im Unterschied zum nicht-absorbierenden Spektralbereich hat der effektive Radius einen starken Einfluss auf die Reflexionsfunktion bei $1,6 \mu\text{m}$. Dies ergibt sich aus Abb. 18b, in der die Reflexion einer Wolke mit einer optischen Dicke von 5 bzw. 100 für jeweils drei verschiedene effektive Tropfenradien dargestellt ist. Trotz deutlich verschiedener Werte der optischen Dicke ist der reflektierte Strahlungsanteil bei Wolken mit $\tau = 5$ und $a_{ef} = 4 \mu\text{m}$ vergleichbar mit den Werten bei $\tau = 100$ und $a_{ef} = 16 \mu\text{m}$. Ursächlich hierfür sind die proportional mit dem effektiven Radius zunehmenden Absorptionsprozesse, die die mit der optischen Dicke prinzipiell zunehmende Rückstreuung kompensieren.

Die dargestellten Eigenschaften von R im nicht-absorbierenden (VIS) und absorbierenden (NIR) Spektrum bilden die Grundlage zur satellitenbasierten Ableitung der optischen Wolkendicke und des effektiven Wolkentropfenradius. Zusammenfassend sind in Abb. 19 die auf Strahlungstransfermodellierungen mit STREAMER beruhenden Sensorsignale in einem nicht-absorbierenden und einem absorbierenden MODIS-Kanal jeweils in einem Diagramm gegenübergestellt.

Abb. 19a zeigt das Signal des in SACURA verwendeten $0,65$ bzw. $1,6 \mu\text{m}$ MODIS-Kanals in Abhängigkeit von τ und a_{ef} für einen Sonnenzenitwinkel von 0° und Nadir-Beobachtung. Die durchgezogenen Linien repräsentieren gleiche effektive Radien, die gestrichelten Linien gleiche optische Dicken.

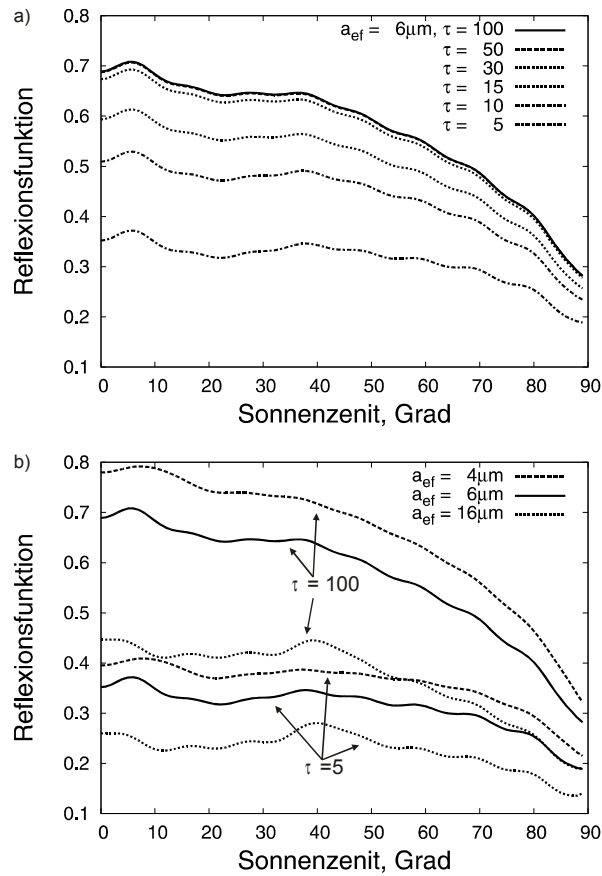


Abbildung 18: Reflexionsfunktion einer homogenen Wolkenschicht bei $1.6 \mu\text{m}$.

Dargestellt sind Nadir-Beobachtungen für verschiedene optische Dicken und fixierten effektiven Tropfenradius von $6 \mu\text{m}$ (a) bzw. optische Dicken von 5 und 100 und verschiedene effektive Radien (b) als Funktion des Sonnenzenitwinkels. Die Berechnung erfolgte mittels SCIATRAN für einen relativen Azimutwinkel von 0° , eine Wolkenhöhe von 5 km und eine Albedo der Lambertunterlage von 0,1.

Wie bereits festgestellt, ist die durch Streuungsprozesse in der Wolke bestimmte Reflexion bei $0,65 \mu\text{m}$ vor allem von der optischen Dicke dominiert. Die auch durch Absorptionsprozesse bedingte Reflexion bei $1,6 \mu\text{m}$ ist hingegen in überwiegenderem Maße vom effektiven Wolkentropfenradius abhängig. Bei gleichzeitiger Messung der Strahlungsintensität in diesen beiden Kanälen ist somit die Ableitung der Wolkenparameter möglich.

Abb. 19c und 19e zeigen die sich ergebenden Reflexionsfunktionen für weitere mögliche Kanalkombinationen ($0,65 \mu\text{m}$ vs. $2,1$ bzw. $3,7 \mu\text{m}$). Mit zunehmender Wellenlänge des NIR Kanals und damit zunehmender Absorptionswahrscheinlichkeit β nehmen die maximalen Reflexionswerte im absorbierenden Kanal kontinuierlich ab. Zudem wird das asymptotische Limit, ab

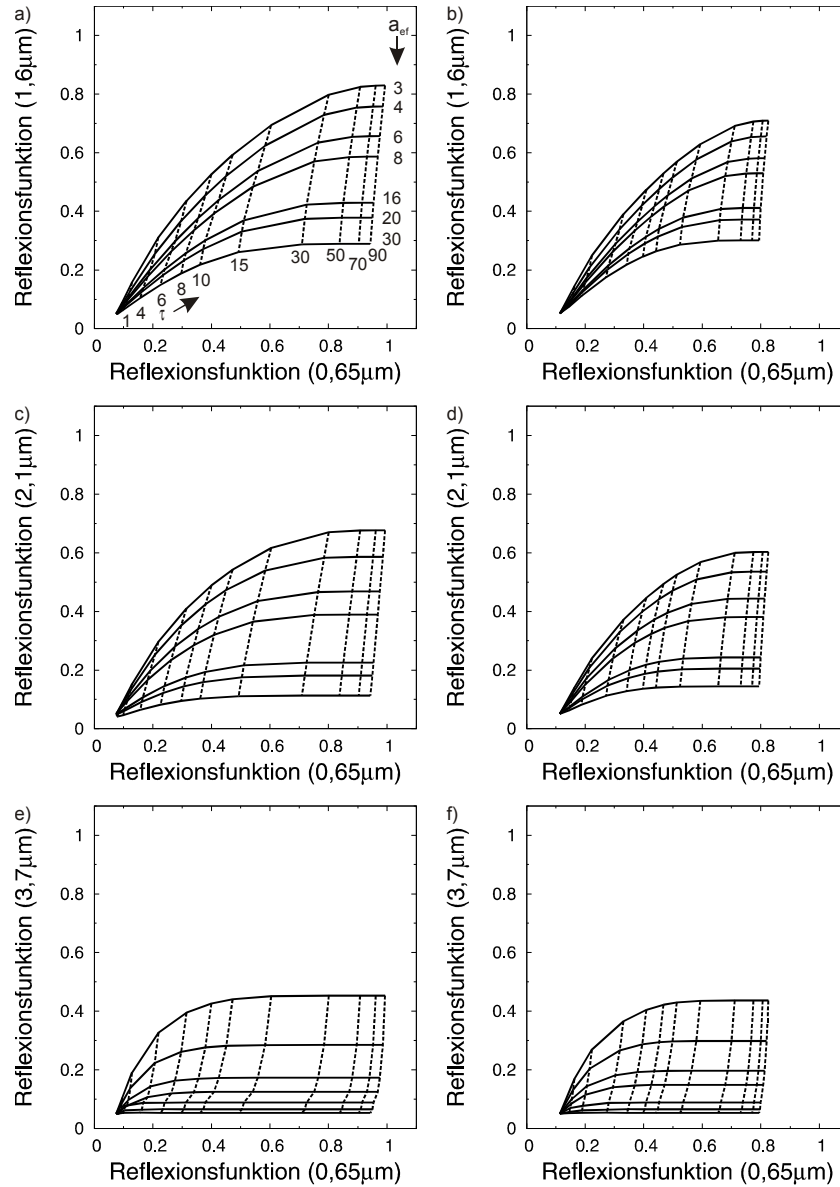


Abbildung 19: Reflexionsfunktion einer homogenen Wolkenschicht im VIS und NIR als Funktion der optischen Dicke und des effektiven Radius.

Für (a), (c), (e) gilt ein Sonnen- und Satellitenzenitwinkel von 0° , für (b), (d), (f) ein Sonnenzenit von 45° und ein Satellitenzenit von 55° . Der relative Azimut beträgt für alle Berechnungen 0° . Durchgezogene Linien stehen für gleiche effektive Radien, gestrichelte Linien für gleiche optische Dicken (siehe a). Die Berechnung erfolgte mittels STREAMER für einen relativen Azimutwinkel von 0° , eine Wolkenhöhe von 5 km und eine Albedo der Lambertunterlage von 0,1.

dem die Reflexion im NIR nur noch von a_{ef} abhängig ist, früher erreicht (vgl. auch KING et al. 1997). Der Einfluss der Beobachtungsgeometrie auf die Reflexion zeigt sich im Vergleich mit der rechten Spalte, in der die Re-

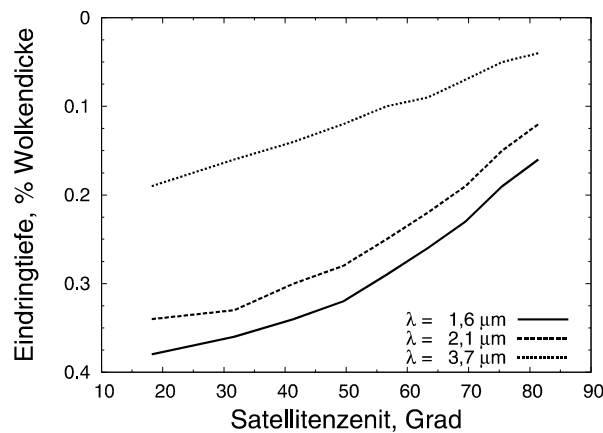


Abbildung 20: Prozentuale Eindringtiefe von Strahlung in eine Wolke in Abhängigkeit der Wellenlänge.

Die Berechnungen beruhen auf einer optischen Dicke von 8, einem innerhalb der Wolke von unten nach oben zunehmenden effektiven Radius zwischen 5 und 12 μm und einem Sonnenzenit von 50°

Quelle: nach Daten von PLATNICK (2000).

flexionsfunktion für einen Sonnenzenit von 45° und einen Satellitenzenit von 55°, beispielhaft für die Aufnahmegeometrie von Meteosat-8-SEVIRI über Mitteleuropa, dargestellt ist. Während der prinzipielle Zusammenhang weiterhin erhalten bleibt, fallen die Reflexionswerte mit abnehmender Sonnenhöhe insgesamt niedriger aus.

Mit zunehmender Wellenlänge des NIR-Kanals verändert sich zudem die Eindringtiefe der Strahlung in die Wolke und damit der die jeweilige Reflexionsfunktion bestimmende Höhenbereich invers proportional zur Absorptionswahrscheinlichkeit (PLATNICK 2000). Abbildung 20 zeigt folglich den Wolkenbereich, der jeweils für die abgeleiteten effektiven Radien repräsentativ ist. Bei Verwendung des 3,7 μm Kanals ergibt sich ein für die oberste Schicht der Wolke charakteristischer Wert der Tropfengröße, wohingegen die Strahlung im Bereich von 1,6 μm bzw. 2,1 μm um Faktor 2 bis 4 tiefer in die Wolke eindringen kann und dementsprechend auch die abgeleiteten Radien für geometrisch dickere Wolkenschichten gültig sind.

Abschließend ist noch anzumerken, dass nicht nur im absorbierenden, sondern auch im nicht-absorbierenden Spektrum (bisher als VIS zusammengefasst) je nach verwendetem Algorithmus unterschiedliche Kanäle im Bereich von 0,65 μm , 0,86 μm sowie 1,2 μm verwendet werden. Das in Abb. 19 dargestellte Prinzip wird davon nicht beeinflusst. Bei gezielter Verwendung der drei genannten Kanäle können jedoch die Einflüsse der Bodenalbedo auf das am Sensor gemessene Signal minimiert und damit die Unsicherheiten bei der Ableitung der Wolkenparameter verringert werden (vgl. PLATNICK et al. 2003).

4.1.2 Ableitung von Wolkenparametern aus Satellitendaten

Der auf den optischen Eigenschaften von Wolken beruhende und in Abb. 19 dargestellte Zusammenhang zwischen Reflexionsfunktion und optischer Dicke bzw. effektivem Radius bildet die Basis der entwickelten Fernerkundungsretrievals zur Ableitung optischer und mikrophysikalischer Wolkenparameter aus Tagaufnahmen. In der Regel beruhen die Verfahren auf dem Vergleich zwischen gemessenen und berechneten Strahldichten in einem absorbierenden NIR- (effektiver Radius) und einem nicht-absorbierenden VIS-Kanal (optische Dicke). Die für ein Set von variierenden Eingangsparametern in Strahlungstransfermodellen berechneten Strahldichten liegen in Form von Tabellen (look-up table, LUT) vor, so dass die Wolkenparameter durch geeignete Minimierungsverfahren zwischen gemessenen und tabellierten Werten ermittelt werden können.

NAKAJIMA & KING (1990) verwendeten flugzeuggestützte Aufnahmen im Bereich von 0,76 und 2,16 bzw. 1,65 μm (NAKAJIMA et al. 1991), HAN et al. (1994) sowie NAKAJIMA & NAKAJIMA (1995) und KAWAMOTO et al. (2001) Kanäle des NOAA-AVHRR im Bereich von 0,64, 3,75 und 10,5 μm . BAUM et al. (2000, 2000a) studierten die Möglichkeiten mehrerer Kanäle des MAS Sensors zwischen 0,65 und 12 μm , und KING et al. (1992, 1997, 2003) sowie PLATNICK et al. (2003) entwickelten ein Verfahren für MODIS, bei dem in Abhängigkeit der Landnutzung spektrale Informationen im Bereich von 0,65 bzw. 0,86 bzw. 1,24 und 2,13 μm verwendet werden. Alternativ zum 2,13 μm Kanal wird der effektive Radius in ihrem Verfahren auch auf Basis des 1,65 μm sowie des 3,7 μm Kanals abgeleitet. OU et al. (2002) implementierten ein vergleichbares Verfahren für den geplanten MODIS-Nachfolger VIIRS, JOLIVET & FEIJT (2003) benutzten mehrere LUT-Sets, um die Strahlungseigenschaften unterschiedlicher Wolkenpartikelmodelle zu berücksichtigen, und EVANS & HAIGH (1995) entwickelten ein Verfahren, das die mögliche Mehrdeutigkeit der Reflexionsfunktionen für sehr kleine effektive Radien durch fast zeitgleiche Messungen unter zwei unterschiedlichen Beobachtungswinkeln (Nadir und 55°) eliminiert, wozu jedoch spezielle Sensoren, wie z.B. ATSR-2, erforderlich sind.

Da die Ableitung der Wolkenparameter auf der reflektierten solaren Strahlung beruht, das Sensorsignal im Bereich von 3,7 μm jedoch auch durch emittierte, terrestrische Strahlung bestimmt wird, ist eine Trennung von solarem und thermalem Anteil notwendig. In den genannten Ansätzen geschieht dies mit Hilfe der Strahldichte im Bereich von 10 bis 12 μm (vgl. Gl. 5) bzw. mit zusätzlichen Atmosphärenprofildaten. Im Unterschied hierzu verwendet KLEESPIES (1995) die Differenz der 3,7 μm Strahldichten in zwei zeitlich kurz aufeinander folgenden Aufnahmen geostationärer Sensoren unter der Annahme, dass sich der emissive Anteil der Strahlung während dieser Zeit nicht ändert und der solare Anteil folglich durch die Subtraktion der beiden Aufnahmen berechnet werden kann. Diese Methode lässt sich jedoch nur während der Dämmerung anwenden.

PAROL et al. (1991), BAUM et al. (1994), MINNIS et al. (1998), PÉREZ et al. (2000, 2002), GONZÁLEZ et al. (2002) und KATAGIRI & NAKAJIMA (2004) entwickelten erste Verfahren zur Ableitung der Parameter aus Nachtaufnahmen. Mit Ausnahme von PÉREZ et al. (2002), welcher insgesamt fünf MODIS-Kanäle benutzt, beschränken sich die anderen Retrievals auf die Verwendung von maximal drei Bändern im Bereich von 3,7, 11 und 12 μm . Der Anteil der solaren Strahlung im Bereich von 3,7 μm während des Tages führt jedoch dazu, dass diese Retrievals auf die Nacht beschränkt sind. Dies gilt nicht für den Ansatz von RATHKE & FISCHER (2001), der nur auf langwelligen Messdaten zwischen 8 und 13 μm beruht.

Generell befinden sich die genannten Nacht-Retrievals noch in einem sehr experimentellen Stadium. Für die Entwicklung der RADS-Technik wurden deshalb nur Tagaufnahmen verwendet, wobei das fertige RADS grundsätzlich zu jeder Tageszeit eingesetzt werden kann, sofern ein operationelles Verfahren zur Ableitung der notwendigen Wolkenparameter zur Verfügung steht. Eine entsprechende Erweiterung des in Kombination mit RADS verwendeten SACURA soll deshalb nach Abschluss der vorliegenden Arbeit innerhalb des RAINCLOUDS-Projekts (6. EU Rahmenprogramm, vgl. LEVIZZANI 2002) entwickelt werden.

Der Vorteil der oben genannten LUT-Ansätze liegt in ihrer theoretisch hohen Genauigkeit, da die verwendeten Tabellen auf exakten Strahlungstransfersimulationen beruhen. Die notwendige Iteration zwischen gemessenen und tabellierten Werten führt jedoch zu langen Rechenzeiten, die im Hinblick auf die 15-minütige Repetition von Meteosat-8-SEVIRI als kritisch einzustufen sind. Deshalb wird zur Bereitstellung der Wolkenparameter für die neue RADS-Technik der von KOKHANOVSKY et al. (2003) entwickelte und im Rahmen dieser Arbeit erweiterte Semi-Analytical Cloud Retrieval Algorithm (SACURA) verwendet. SACURA beruht auf den asymptotischen Lösungen der Strahlungstransfertheorie für nur leicht absorbierende, optisch dicke Medien, die gegenüber den exakten Strahlungstransfermodellen der LUT-Verfahren zwar gemäß der verwendeten Theorie geringfügig ungenauer, dafür aber sehr viel rechenzeiteffizienter sind. Um die Eignung von SACURA für die Verwendung mit RADS bewerten zu können, wurde der von NAKAJIMA & NAKAJIMA (1995) bzw. KAWAMOTO et al. (2001) publizierte ATSK3-LUT-Ansatz ebenfalls in MOPS implementiert und die jeweiligen Ergebnisse im Rahmen einer Studie verglichen (Kap. 4.1.5). Im Folgenden werden zunächst der ATSK3-Ansatz sowie die notwendigen Anpassungen des Verfahrens beschrieben, bevor in Kap. 4.1.4 SACURA detailliert erläutert wird.

4.1.3 Das LUT-basierte Wolkenparameterretrieval ATSK3

Grundlage des LUT-Verfahrens ist der von T. Y. Nakajima zur Verfügung gestellte, für NOAA-AVHRR entwickelte ATSK3-Algorithmus (NAKAJIMA & NAKAJIMA 1995), der um die Erweiterungen von KAWAMOTO et al. (2001) ergänzt wurde (vgl. auch NAKAJIMA et al. 2004). Zur Verwendung mit MODIS-Daten war zudem die Neuberechnung sämtlicher look-up-Datensätze sowie die Implementierung des ATSK3-Algorithmus in die Programmarchitektur von MOPS notwendig.

Die Ableitung der Wolkenparameter im ATSK3-Verfahren beruht auf der Kombination des 0,65 und 3,7 μm Kanals. Zudem wird ein Kanal bei 11 μm zur Korrektur der atmosphärischen Transmission und der Abschätzung der Wolkenhöhe genutzt.

Die am Sensor empfangene Strahldichte L_{obs} setzt sich im nicht-absorbierenden Bereich (0,65 μm) aus der Strahldichte der Wolke L_c und der am Boden reflektierten und auf dem Weg zum Sensor geschwächten Strahlung (2. Term in Gl. 38) zusammen und kann wie folgt berechnet werden (NAKAJIMA & NAKAJIMA 1995; LIOU 2002):

$$\begin{aligned}
 L_{obs}(\tau, a_{ef}, z_{Top}, D, \mu, \mu_0, \phi) = & \\
 & L_c(\tau, a_{ef}, z_{Top}, D, \mu, \mu_0, \phi) \\
 & + \Xi(\tau, a_{ef}, \mu) \frac{A_g}{1 - \bar{r}_c(\tau, a_{ef}, z_{Top}, D) A_g} \Xi(\tau, a_{ef}, \mu_0) \frac{\mu_0 F_0}{\pi} . \quad (38)
 \end{aligned}$$

A_g ist die Bodenalbedo, \bar{r}_c die sphärische Albedo der Wolke und Ξ die unidirektionale Transmission der Atmosphäre (die übrigen Variablen wurden bereits vorgestellt; eine Übersicht findet sich zudem im Symbolverzeichnis).

Im absorbierenden Kanal (3,7 μm) wird das Wolkensignal unter Verwendung eines dreischichtigen Atmosphärenmodells extrahiert. Die unterste Schicht des Atmosphärenmodells reicht von der Erdoberfläche bis zur Wolkenuntergrenze (Index u), die mittlere umfasst die Wolkenschicht (Index c) und die oberste reicht von der Wolkenobergrenze bis zum Sensor (Index o). Unter Vernachlässigung der Reflexion emittierter Strahlung setzt sich das Sensorsignal bei 3,7 μm somit wie folgt zusammen:

$$\begin{aligned}
L_{obs}(\tau, a_{ef}, C_w(z), T(z), D, \mu, \mu_0, \phi) = & \\
& \Xi_o(w_{eo}, \mu) L_c(\tau_c, a_{ef}, T_c, D, \mu, \mu_0, \phi) \Xi_o(w_{eo}, \mu_0) \\
& + \Xi_o(w_{eo}, \mu) \\
& * \left[1 - \Xi_c(\tau_c, a_{ef}, T_c, D, \mu) - r_c(\tau_c, a_{ef}, T_c, D, \mu) \right] B(T_c) \\
& + \Xi_o(w_{eo}, \mu) \Xi_c(\tau_c, a_{ef}, T_c, D, \mu) \Xi_u(w_{eu}, \mu) \\
& * \frac{1 - A_g}{1 - \bar{r}_c(\tau_c, a_{ef}, T_c, D) A_g} B(T_g) \\
& + \Xi_o(w_{eo}, \mu) \Xi_c(\tau_c, a_{ef}, T_c, D, \mu) \Xi_u(w_{eu}, \mu) \\
& * \frac{A_g}{1 - \bar{r}_c(\tau_c, a_{ef}, T_c, D) A_g} \Xi_u(w_{eu}, \mu_0) \\
& * \Xi_c(\tau_c, a_{ef}, T_c, D, \mu_0) \Xi_o(w_{eo}, \mu_0) \frac{\mu_0 F_0}{\pi} \\
& + E_o(w_{eo}, B(T_c), \mu) \\
& + \Xi_o(w_{eo}, \mu) \Xi_c(\tau_c, a_{ef}, T_c, D, \mu) E_u(w_{eu}, B(T_c), \mu)
\end{aligned} \tag{39}$$

Der erste Term stellt das um die Transmission über der Wolke korrigierte, solare Wolkensignal über einer Schwarzkörperoberfläche, der zweite die Emission der Wolkenschicht dar. Der dritte Term berücksichtigt die von der Erdoberfläche emittierte Thermal-, der vierte die von der Erdoberfläche reflektierte Solarstrahlung und die Terme fünf und sechs die atmosphärische Emission über- und unterhalb der Wolke. B ist die Planckfunktion, T_c die Wolkenoberflächen-, T_g die Bodentemperatur, r_c die planetare Albedo der Wolke und E die von der Atmosphäre emittierte Strahlung.

Aus Gl. 39 ist zudem ersichtlich, dass die Transmission Ξ bzw. Emission E der Atmosphäre im 3,7 μm Kanal vom äquivalenten Wasserdampfgehalt

$$w_e = \int C_w(z) \left[\frac{P(z)}{P_g} \right]^{0,9} \left[\frac{T_g}{T(z)} \right]^{0,5} dz \tag{40}$$

mit den Vertikalprofilen des Wasserdampfgehalts $C_w(z)$, des Luftdrucks $P(z)$ und der Temperatur $T(z)$ sowie der Temperatur T_g und des Luftdrucks P_g am Boden abhängig ist. Die zur Berechnung von w_e notwendigen Profildaten werden aus zeitnahen Radiosondenaufstiegen berechnet. KAWAMOTO et al. (2001) zeigen, dass die Werte von w_e nahezu invariant gegenüber dem exakten Verlauf des jeweiligen Wasserdampfprofils sind. Die für das ATSK3-Verfahren berechneten LUTs sind folglich ganzjährig einsetzbar und nicht auf die Situationen beschränkt, in denen das aktuell in der Atmosphäre vorkommende Vertikalprofil des Wasserdampfs genau dem Profil entspricht, das bei der Berechnung der tabellierten Werte verwendet wurde.

Tabelle 4: Übersicht über die für die Berechnung der ATSK3-look-up-Tabellen verwendeten Parameterkombinationen.

τ	1, 2, 4, 6, 9, 14, 20, 30, 50, 70
$a_{ef} (\mu m)$	2, 4, 6, 9, 12, 15, 20, 25, 30, 35, 40
$T_c (K)$	250, 260, 270, 280, 290, 300
$\zeta_0 (Grad)$	0, 5, 10, 20, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60, 65, 70
$\zeta (Grad)$	0, 5, 10, 20, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60, 65, 70
$\phi (Grad)$	0, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100, 110, ..., 180

Die Trennung des Wolkensignals von der am Sensor gemessenen Strahldichte erfolgt mit Hilfe mehrerer LUTs, in denen

- die von der Wolke reflektierten Strahldichten bei 0,65 und 3,7 μm (LUT-1),
- die Reflexion bei 3,7 μm sowie die sphärische Albedo und die Transmission bei 0,65 und 3,7 μm (LUT-2) und
- die Transmission bei 11 μm (LUT-3)

in Abhängigkeit der Wolkenparameter und der Beobachtungsgeometrien tabelliert sind. Zunächst wird T_c anhand initialer Anfangswerte von τ , a_{ef} und z_{Top} und unter Berücksichtigung aktueller Atmosphärenprofile mit Hilfe von LUT-3 geschätzt und D nach Gl. 41 berechnet. Anschließend wird auf Basis von T_c und D sowie des in Abhängigkeit des Wolkentyps (z.B. Stratus) geschätzten Flüssigwassergehalts der Wassergehalt der beobachteten Wolke unter Sättigungskonditionen bestimmt und daraufhin T_c und z_{Top} unter erneuter Verwendung der Atmosphärenprofilaten korrigiert. Gleichzeitig wird w_{eo} bzw. w_{eu} mit diesen Daten geschätzt. Die so gewonnenen Werte dienen zusammen mit LUT-2 zur Extraktion von L_c aus L_{obs} nach Gl. 38 und 39. Diese Abfolge wird so lange mit veränderten Initialdaten von τ , a_{ef} und z_{Top} wiederholt, bis die Differenzen zwischen den aus L_{obs} gewonnenen Werten von L_c im 0,65 und 3,7 μm Kanal und den korrespondierenden, tabellierten Werten aus LUT-1 kleiner als 0,1% sind.

Für die Nutzung des ATSK3-Verfahrens mit MODIS-Daten mussten die notwendigen LUTs unter Berücksichtigung der spektralen Eigenschaften der MODIS-Kanäle 1 (0,65 μm), 20 (3,7 μm) und 31 (11 μm) neu berechnet werden. Die verwendeten Kombinationen aus optischer Dicke, effektivem Wolkentropfenradius, Satelliten- und Sensorzenit sowie relativem Azimutwinkel sind in Tab. 4 dargestellt. Zudem wurden diverse Werte des äquivalenten Wasserdampfgehalts berücksichtigt. Als Strahlungstransfermodell kam RSTAR5b (NAKAJIMA & TANAKA 1986, 1988, vgl. Kap. 3.3) zum Einsatz.

Neben den aus Radiosondendaten extrahierten Vertikalprofilen der notwendigen meteorologischen Parameter müssen auch die übrigen verwendeten Zusatzdaten in Gl. 38 bzw. 39 bereitgestellt werden. Die Bodenalbedo A_g im 0,65 und 3,7 μm Kanal basiert auf jeweils über 30 Tage gemittelten Albedo-

Tabelle 5: Kombination aus Wolkentyp und Flüssigwassergehalt (g/m³) im ATSK3-Retrieval.

Cu, Sc	0,3	Ns	0,3
As, Ac	0,3	Cb	0,4
Ci, Cs	0,0	St	0,4

karten, die aus den in diesem Zeitraum zur Verfügung stehenden, wolkenfreien Pixeln erstellt werden. Die Strahlungstemperatur der Erdoberfläche für wolkenbedeckte Pixel (T_g) wird mittels einer multiplen linearen Regression unter Berücksichtigung der geographischen Länge und Breite, der Höhe über dem Meer (digitales Geländemodell) und der Werte von T_g in wolkenfreien Regionen der aktuellen Aufnahme berechnet (vgl. Kap. 3.1.2).

Wie bereits angesprochen, ist für die Berechnung des Wassergehalts einer Wolke unter Sättigungskonditionen die Kenntnis des Flüssigwassergehalts C_w notwendig, der darüber hinaus für die Berechnung der geometrischen Wolkendicke nach

$$D = \frac{2\tau a_{ef} \rho}{3C_w} \quad (41)$$

(vgl. Gl. 28 und 16) verwendet wird. C_w ist wiederum vom Wolkentyp abhängig, weshalb im Zuge der Anpassung des ATSK3-Verfahrens eine Routine implementiert wurde, die die pixelbasierte Auswahl des Wolkentyps auf Basis der ISCCP-Schwellwerte von Rossow et al. (1996) ermöglicht. In Abhängigkeit der gemessenen Reflexion im 0,65 und 3,7 μm Kanal können hierdurch Cumulus (Cu) bzw. Stratocumulus (Sc), Altostratus (As) bzw. -cumulus (Ac), Cirrus (Ci), Cirrostratus (Cs) bzw. -cumulus (Cc), Nimbostratus (Ns), Cumulonimbus (Cb) und Stratus (St) unterschieden werden. Eine Übersicht über die zu diesen Wolken korrespondierenden, typischen Werte von C_w findet sich in Tab. 5.

KAWAMOTO et al. (2001) validierten das Retrieval zunächst gegen theoretische Strahldichten, die mit RSTAR5b berechnet wurden. Sowohl bei vorgegebenem a_{ef} von 5, 10 und 15 μm als auch bei vorgegebenen optischen Dicken von 6, 10 und 16 sind die Abweichungen für beide Parameter kleiner als 6%, d.h. in absoluten Werten kleiner 1 μm bzw. 1. Zusätzliche Fehler der gleichen Größenordnung können aufgrund der für die LUT-Erstellung angenommenen Lambert-Unterlage bei geringem τ auftreten. Darüber hinaus verglichen KAWAMOTO et al. (2001) die AVHRR-basierten Retrievalergebnisse mit zeitlich naheliegenden Flugzeugmessungen. In der überwiegenden Zahl der Fälle waren die Abweichungen kleiner als 15%.

4.1.4 Das semi-analytische Wolkenretrieval SACURA

Im Gegensatz zum ATSK3-Verfahren beruht der verwendete semi-analytische Ansatz auf den asymptotischen Lösungen der Strahlungstransfertheorie für optisch dicke Wolken nach GERMOGENOVA (1963). KING (1987) zeigte, dass die asymptotische Theorie mit einem Fehler kleiner 1% für Wolken mit optischen Dicken größer 10 anwendbar ist. Diese Gleichungen wurden für die Anwendung auf optische Dicken größer 5 korrigiert, für Kanäle im nahen Infrarot durch exponentielle Näherungen weiter vereinfacht und schließlich im Semi-Analytical CloUd Retrieval Algorithm (SACURA, KOKHANOVSKY et al. 2003, 2004) für den SCIAMACHY Sensor implementiert. Für die Verwendung mit RADS, musste SACURA für den Einsatz über Landflächen um die Berücksichtigung der Bodenalbedo erweitert werden. Hinsichtlich der Übertragbarkeit auf Meteosat-8-SEVIRI wurde darüber hinaus eine auf exakten Strahlungstransferrechnungen beruhende Tabelle der Reflexion halb-unendlicher Wolken integriert, da die ursprünglichen Näherungsfunktionen nicht zu vernachlässigende Fehlerspannen bei mittelgroßen und großen Satellitenzenitwinkeln aufweisen (NAUSS et al. 2005).

Die asymptotische Lösung der Reflexionsfunktion von Wolken (vgl. Kap. 4.1.1.4) im sichtbaren Spektralbereich (Index 0) kann für optische Dicken größer 10 nach VAN DE HULST (1980) mit

$$R_0(\mu, \mu_0, \phi, \tau) = R_\infty^0(\mu, \mu_0, \phi) - t_0(\tau)K_0(\mu)K_0(\mu_0) \quad (42)$$

und der diffusen Transmission

$$t_0 = \frac{4}{3(1 - g_0)(\tau + 2q_0)} \quad (43)$$

angegeben werden. $R_\infty^0(\mu, \mu_0, \phi)$ stellt die Reflexionsfunktion einer halb-unendlichen, nicht absorbierenden Wasserwolke und q_0 die Extrapolationslänge für konservative Streuer dar. Die Fluchtfunktion K_0 ist für $\vartheta \leq 78^\circ$ mit einem Fehler kleiner 2% durch

$$K_0(\mu) = \frac{3}{7}(1 + 2\mu) \quad (44)$$

gegeben (KOKHANOVSKY 2003), und mittels des Zusammenhangs

$$q_0 = \frac{q'}{1 - g_0} \quad (45)$$

und

$$q' = 2 \int_0^1 K_0(\mu) \mu^2 d\mu \quad (46)$$

(SOBOLEV 1972; KING 1987) kann die Transmission durch Substitution von Gl. 44 bis 46 in Gl. 43 mit

$$t_0 = \frac{1}{0,75\tau(1-g_0) + \alpha} \quad (47)$$

als Funktion der Fluchtfunktion und des Asymmetrieparameters (siehe auch Gl. 58) berechnet werden. Die vorgestellten Gleichungen erlauben, die Berechnung der Reflexionsfunktion einer endlichen Wolke auf die Berechnung der Reflexionsfunktion einer halb-unendlichen Wolke zu reduzieren. Letztere hängt nur schwach von der Phasenfunktion (vgl. Kap. 4.1.3) ab und kann durch

$$R_\infty^0(\mu, \mu_0, \phi) = \frac{a + b(\mu + \mu_0) + c\mu\mu_0 + F(\Theta)}{4(\mu + \mu_0)} \quad (48)$$

und

$$F(\Theta) = \sum_{l=1}^{\infty} x_l \left(P_l \cos(\Theta) - (-1)^l P_l(\mu) P_l(\mu_0) \right) \quad (49)$$

(KOKHANOVSKY 2002, 2004a) mit $a = 3,944$, $b = -2,5$ und $c = 10,664$ näherungsweise bestimmt werden. Der Streuwinkel Θ ergibt sich aus Gl. 34.

Anstelle der unendlichen Anzahl an Koeffizienten x_l bzw. Legendre-Polynomen P_l ist es ausreichend, $F(\Theta)$ für eine endliche Anzahl an Koeffizienten in Abhängigkeit der verwendeten Wellenlänge und des effektiven Wolkentropfenradius zu bestimmen (KOKHANOVSKY 2004a). Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden zunächst 472 Wertepaare (x_l, P_l) mit Hilfe eines exakten Strahlungstransfermodells (MISHCHENKO et al. 1999) berechnet. Abb. 21 zeigt die Abweichung zwischen den damit durch Gl. 48 genäherten Werten von R_∞^0 und den exakten Strahlungstransferergebnissen in Abhängigkeit des Sonnenzenits. Vertikale Linien repräsentieren die jeweils durch Veränderung des relativen Azimuts verursachte Fehlerspanne. Für Satellitenzenitwinkel größer 15° weicht die Näherungsfunktion um mehr als 5%, für solche größer 45° um mehr als 50% ab.

Im Hinblick auf die Verwendung von Daten geostationärer Sensoren in den Mittelbreiten ist somit von Unsicherheiten größer 50% auszugehen, was eine Übertragung des Verfahrens auf SEVIRI unmöglich machen würde. Deshalb wurde anstelle der Gleichungen 48 und 49 eine Tabelle in SACURA integriert, die direkt die Werte von R_∞^0 in 1° -Intervallen für alle Beobachtungsgeometrien enthält. Die Berechnung der Reflexionen erfolgte mittels des exakten Strahlungstransfercodes von MISHCHENKO et al. (1999) für eine modifizierte Gamma-Verteilung mit einem effektiven Radius von $6 \mu\text{m}$ (vgl. NAUSS et al. 2005). Die tabellierten Werte sind die Ausgangsbasis für ein dreidimensionales Interpolationsverfahren, das letztlich die Werte von R_∞^0 unter Berücksichtigung der aktuellen Beobachtungswinkel $(\vartheta, \vartheta_0, \phi)$ zur Laufzeit berechnet. Es ist an dieser Stelle anzumerken, dass die Implementierung dieser Tabelle keine Auswirkungen auf die Rechenzeit von SACURA hat, da im Gegensatz zu dem ATSK3-Verfahren keine zeitintensive Iteration erfolgt.

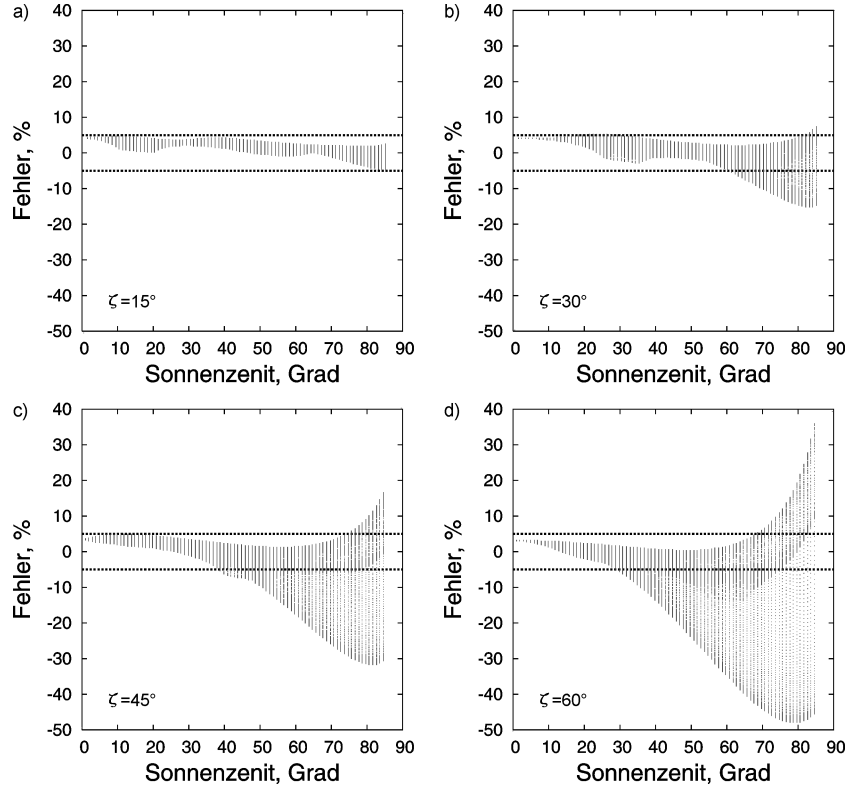


Abbildung 21: Abweichung zwischen genäherter (Gl. 48) und exakt (MISHCHENKO et al. 1999) berechneter Reflexionsfunktion.

Dargestellt ist die Abweichung für Beobachtungszenitwinkel von (a) 15°, (b) 30°, (c) 45° und (d) 60° als Funktion des Sonnenzenits. Die Abhängigkeit vom relativen Azimut ist für Winkel zwischen 0 und 180° durch die vertikalen Spannweiten dargestellt.

Neben der Übertragbarkeit auf geostationäre Sensoren, soll die Niederschlagsableitung mittels RADS nicht nur über Wasser-, sondern auch über Landflächen möglich sein. Da hier der Anteil der Bodenalbedo A_g am Sensorsignal nicht mehr zu vernachlässigen ist (vgl. Kap. 4.1.5), wurde SACURA um die Berücksichtigung der Strahlungsreflexion an der Erdoberfläche analog zu Gl. 38 wie folgt erweitert (vgl. auch KING 1987):

$$\hat{R}_0(\mu, \mu_0, \phi, \tau) = R_0(\mu, \mu_0, \phi, \tau) + \frac{A_g t^2 K_0(\mu) K_0(\mu_0)}{1 - A_g \bar{r}_c}. \quad (50)$$

Somit ergibt sich aus Gl. 42 in Kombination mit Gl. 50 die Basisgleichung für SACURA im nicht-absorbierenden Spektrum zu

$$\hat{R}_0(\mu, \mu_0, \phi, \tau) = R_\infty^0(\mu, \mu_0, \phi) - \frac{t(1 - A_g)}{1 - A_g(1 - t)} K_0(\mu) K_0(\mu_0). \quad (51)$$

Wie bereits mehrfach erwähnt, gewinnen mit zunehmender Wellenlänge Absorptionsprozesse an Bedeutung ($\beta > 0$), die bei der Berechnung der Wolkenreflexionsfunktion berücksichtigt werden müssen. Die asymptotische Lösung der Wolkenreflexionsfunktion im nahen Infrarot unterscheidet sich deshalb von Gl. 42 und ist durch

$$R(\mu, \mu_0, \phi, \tau) = R_\infty(\mu, \mu_0, \phi) - \frac{mle^{-2\gamma\tau}}{1-l^2e^{-2\gamma\tau}} K(\mu)K(\mu_0) \quad (52)$$

gegeben (GERMOGENOVA 1963; NAKAJIMA & KING 1992). R_∞ ist die Reflexionsfunktion einer absorbierenden, halb-unendlichen Wolke und K sind die Fluchtfunktionen in absorbierenden Medien. Sowohl K als auch die Parameter m und l sowie der Diffusionsexponent γ , welche von der Einfachstreuabede und dem Asymmetriefaktor abhängen (KING 1987), können mittels diverser Integralfunktionen (NAKAJIMA & KING 1992), deren Lösungen sehr zeitaufwendig sind, berechnet werden. Eine analytische Lösung der Parameter von VAN DE HULST (1980) ist auf sehr schwach absorbierende Bereiche ($\beta < 10^{-4}$) beschränkt und kann daher nicht auf Wasserwolken im nahen Infrarot, z.B. bei 1,6 oder 2,2 μm ($\beta < 0,1$, KOKHANOVSKY 2004), angewendet werden. Die hierfür notwendigen, höheren Terme der analytischen Expansionsfunktionen sind sehr kompliziert bzw. nicht bekannt (MININ 1988), so dass statt dessen auf die exponentiellen Näherungen von ZEGE et al. (1991), KOKHANOVSKY & ZEGE (1998) und KOKHANOVSKY et al. (1998) zurückgegriffen wird. Durch die Substitution von K durch K_0 mit

$$mK(\mu)K(\mu_0) = (1 - e^{-2y})K_0(\mu)K_0(\mu_0) \quad (53)$$

und R_∞ durch R_∞^0 nach

$$R_\infty(\mu, \mu_0, \phi) = R_\infty^0 e^{-yu(\mu, \mu_0, \phi)} \quad (54)$$

ergibt sich aus Gl. 52 unter Berücksichtigung von

$$y = 4 \sqrt{\frac{1-\omega}{3(1-g)}}, \quad (55)$$

$$u(\mu, \mu_0, \phi) = \frac{K_0(\mu)K_0(\mu_0)}{R_\infty^0(\mu, \mu_0, \phi)}, \quad (56)$$

$$l = \exp(-\alpha y) \quad (57)$$

und

$$\alpha = \frac{3}{2} q' = 3 \int_0^1 K_0(\mu) \mu^2 d\mu = 1,07 \quad (58)$$

die Reflexionsfunktion im leicht absorbierenden NIR zu

$$R(\mu, \mu_0, \phi) = R_\infty(\mu, \mu_0, \phi) - te^{-x-y} K_0(\mu)K_0(\mu_0). \quad (59)$$

Die globale Transmission der Wolke ist durch

$$t = \frac{\sinh y}{\sinh(\alpha y + x)} \quad (60)$$

mit

$$x = \gamma \tau \quad (61)$$

und

$$\gamma = \sqrt{3(1-\omega)(1-g)} \quad (62)$$

bestimmt. Unter erneuter Berücksichtigung der Bodenalbedo analog zu Gl. 51 erhält man schließlich die Basisgleichung für SACURA im leicht absorbierenden NIR:

$$\hat{R}(\mu, \mu_0, \phi) = R_\infty(\mu, \mu_0, \phi) - \left(e^{-x-y} - \frac{A_g t^2}{1 - A_g(1-t)} \right) t K_0(\mu) K_0(\mu_0) \quad (63)$$

Gegenüber Gl. 51 kommen dabei keine neuen Funktionen bzw. Parameter vor.

Die beiden vorgestellten Gleichungen der Reflexionsfunktion im nicht-absorbierenden (51) und absorbierenden (63) Spektrum dienen zur Ableitung der optischen Dicke und des effektiven Radius auf Basis des in Abb. 19 dargestellten Zusammenhangs. Im Unterschied zu dem vorgestellten ATSK3-Ansatz werden hierfür die gemessenen Werte jedoch nicht iterativ mit vorgerechneten, tabellierten Daten verglichen, sondern es werden die Wolkenparameter mit Hilfe der genannten Gleichungen direkt zur Laufzeit berechnet. Die dazu notwendigen Umformungen sind nachfolgend dargestellt.

Aus Gl. 47 folgt

$$\tau_0 = \frac{4(t_0^{-1} - \alpha)}{3(1 - g_0(a_{ef}))}, \quad (64)$$

wobei g_0 über

$$g_0 = 0,88 - 0,5 \left(\frac{a_{ef} 2\pi}{\lambda} \right)^{-2/3} \quad (65)$$

von a_{ef} abhängig ist (Kokhanovsky 2002, 2003) und τ_0 daher nicht ohne Kenntnis des effektiven Radius aus den Messungen im nicht-absorbierenden Spektralbereich berechnet werden kann. Andererseits ist die Reflexionsfunktion im NIR ebenfalls von a_{ef} und τ (Gl. 61) abhängig. Um letztendlich eine Gleichung zu erhalten, die nur noch vom effektiven Radius abhängig ist, muss folglich die optische Dicke in Gl. 61 mit Hilfe der Messungen im nicht-absorbierenden Kanal substituiert werden. Grundlage hierfür ist Gl. 29, mit deren Hilfe die optische Dicke durch

$$\tau_0 = \frac{3LWP}{2\rho a_{ef}} \left(1 + \frac{1,1}{\left(2\pi a_{ef} / \lambda_0 \right)^{2/3}} \right) = LWP \bar{k}_{ext} \quad (66)$$

bei Kenntnis des Flüssigwasserwegs und des effektiven Radius bestimmt werden kann. Zusammen mit Gl. 64 kann der Flüssigwasserweg wiederum durch

$$LWP = \frac{4(t_0^{-1} - \alpha)}{3\bar{k}_{ext}(\lambda_0, a_{ef})(1 - g_0(a_{ef}))} \quad (67)$$

mit

$$t_0 = \left[\frac{K_0(\vartheta_0) K_0(\vartheta)}{R_\infty^0 - \hat{R}_0} - \frac{A_{g0}}{1 - A_{g0}} \right]^{-1} \quad (68)$$

aus Gl. 51 berechnet werden.

Gleichung 66 ermöglicht folglich zusammen mit dem LWP aus Gl. 67 bzw. t_0 aus Gl. 68 die notwendige Substitution von τ in Gl. 61. Die zuvor noch notwendige Umrechnung von τ_0 in τ geschieht auf Basis von Gl. 66 durch

$$\tau = \Omega(a_{ef}) \tau_0 = \Omega(a_{ef}) LWP \bar{k}_{ext} \quad (69)$$

mit

$$\Omega(a_{ef}) = \left(\frac{\lambda}{\lambda_0} \right)^{2/3} \frac{1,1 + \left(\frac{2\pi a_{ef}}{\lambda} \right)^{2/3}}{1,1 + \left(\frac{2\pi a_{ef}}{\lambda_0} \right)^{2/3}} \quad (70)$$

(KOKHANOVSKY et al. 2004).

Zusammengefasst ergibt sich somit, dass die Basisgleichung von SACURA im absorbierenden Spektrum (Gl. 63) nur noch von a_{ef} abhängig ist und durch die Methode von BRENT (1972) gelöst werden kann. Der hieraus ermittelte a_{ef} dient anschließend zur Berechnung von τ durch Gl. 64.

Für die Ausdehnung der Anwendbarkeit der exponentiellen Lösungen auf optisch dünnere Wolkenbereiche ($\tau > 5$) wurden t und u durch

$$t \rightarrow t - \Delta \quad (71)$$

und

$$u(\mu, \mu_0, \phi) \rightarrow (1 - 0,05y)u \quad (72)$$

mit

$$\Delta = \frac{4,86 - 13,08\mu\mu_0 + 12,76\mu^2\mu_0^2}{\tau^3} e^x \quad (73)$$

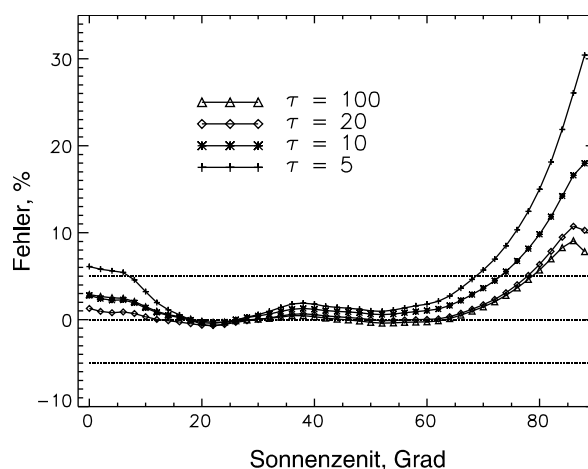


Abbildung 22: Abweichung der mittels SACURA berechneten Reflexion bei $1,6 \mu\text{m}$ von exakten Strahlungstransfermodellierungen.

Dargestellt sind Nadir-Beobachtungen für einen effektiven Radius von $6 \mu\text{m}$ als Funktion der optischen Dicke und des Sonnenzenitwinkels (KOKHANOVSKY & ROZANOV 2003).

ersetzt (vgl. KOKHANOVSKY & ROZANOV 2003).

KING (1987) zeigt, dass die asymptotische Beschreibung des Strahlungstransfers für optisch dicke Medien ($\tau > 10$) eine Abweichung von ca. 1% von den exakten Berechnungen aufweist. Der Fehler der vorgestellten, auch für optisch dünnere Wolken geeigneten Gleichungen ist für Nadir-Beobachtungen als Funktion der optischen Dicke, des effektiven Radius und des Sonnenzenits in Abb. 22 dargestellt. Für effektive Radien von $6 \mu\text{m}$, optische Dicken größer 5 und Zenitwinkel kleiner 75° ist der Fehler im nicht-absorbierenden Spektrum immer kleiner 5%. Für optische Dicken größer 10 und Zenitwinkel kleiner 60° fast immer kleiner 1%. Mit zunehmendem effektiven Radius nimmt bei geringen optischen Dicken die Fehlerspanne leicht zu, liegt aber für Zenitwinkel kleiner 75° immer unter 5%. Für optische Dicken größer 10 ist diese Zunahme vernachlässigbar und der Fehler im genannten Winkelbereich immer kleiner 3%. Auch die Fehlerspannen im leicht absorbierenden Spektrum (Abb. 23) zeigen dieses Verhalten. Für optisch dünne Wolken ergeben sich jedoch Fehlerspannen zwischen 7% und 5% für Sonnenstände im bzw. nahe des Zenits.

Wie bereits erwähnt, gelten die asymptotischen bzw. exponentiellen Lösungen nur für Spektralbereiche, in denen die Absorptionswahrscheinlichkeit β gering ist. KOKHANOVSKY & ROZANOV (2003) zeigen, dass obige Fehlerdiskussion für Wellenlängen außerhalb der bekannten Absorptionsbanden bis $2,3 \mu\text{m}$ gültig ist. Im Hinblick auf die Übertragbarkeit des Verfahrens auf SEVIRI wurden im Rahmen der vorliegenden Arbeit daher die MODIS-Kanäle 2 ($0,86 \mu\text{m}$) und 6 ($1,6 \mu\text{m}$) verwendet.

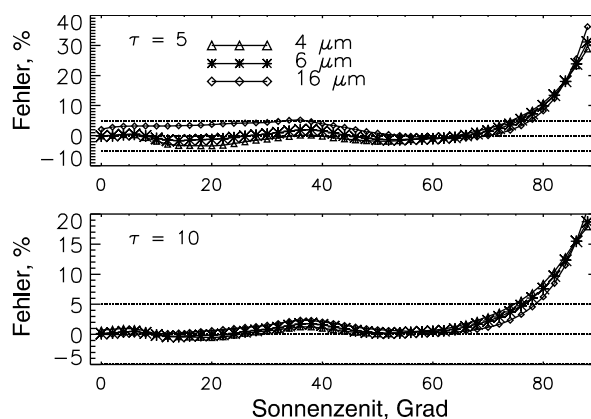


Abbildung 23: Abweichung der mittels SACURA berechneten Reflexion bei $0,86 \mu\text{m}$ von exakten Strahlungstransfermodellierungen.

Dargestellt sind Nadir-Beobachtungen als Funktion des effektiven Radius und des Sonnenzenitwinkels für optische Dicken von 5 und 10 (KOKHANOVSKY & ROZANOV 2003).

4.1.5 Vergleichsstudie zwischen SACURA und ATSK3

Die operationellen Wolkenparameterretrievals beruhen auf eindimensionalen Strahlungstransferkonzepten, die Wolken als homogene, flache und oberflächenparallele Schichten abbilden. Reale Wolken erfüllen diese Voraussetzungen nicht (LOEB & DAVIES 1996). Sowohl horizontale als auch vertikale Inhomogenitäten der Wolken führen zu Photonentransporten, die von den 1-D Konzepten nicht berücksichtigt werden, und stark strukturierte Wolkenoberflächen können durch Reflexionszunahmen in den herausragenden und Reflexionsabnahmen in den beschatteten Bereichen zusätzliche Abweichungen zwischen realen und abgeleiteten Parametern verursachen (VÁRNAI 2000; VÁRNAI & MARSHAK 2002; NIKOLAEVA et al. 2005). Dies führt, v.a. bei dicken Wolken, zu signifikanten Fehlern in der optischen Dicke, da die Zunahme der Reflexion mit der optischen Dicke für große optische Dicken geringer ist (vgl. Abb. 17). Einen vergleichbaren Effekt haben zur Sonne geneigte Wolkenoberflächen.

Die genannten Fehler ließen sich durch die Verwendung von 3-D Strahlungstransferkonzepten in den Retrievals minimieren, jedoch erlauben aktuelle Rechengeschwindigkeiten noch keinen operationellen Betrieb. Erste Ansätze, parametrisierte Funktionen zur Korrektur der 3-D Effekte anzuwenden, sind vielversprechend (VÁRNAI & MARSHAK 2003; PLATNICK 2000, 2001), aber ebenfalls nicht im operationellen Stadium entwickelt.

Unabhängig von den verwendeten Strahlungstransferkonzepten führen darüber hinaus als bewölkt klassifizierte, jedoch in der Realität nur teilweise wolkenbedeckte Pixel in der Regel zur Unterschätzung der optischen Dicke

bzw. zu Überschätzungen des effektiven Radius. Zudem erweitern Unsicherheiten in der vom aktuellen Feuchtevertikalprofil abhängigen Emissionskorrektur, vor allem bei Verwendung des $3,7\text{ }\mu\text{m}$ Kanals, die zu erwartenden Fehlerspannen.

Vergleiche mit in situ Messungen zur Validierung der Retrievals zeigen im Allgemeinen Abweichungen zwischen 15% und 30% (z.B. NAKAJIMA et al. 1991; KAWAMOTO et al. 2001), wobei diese nicht allein auf konzeptionellen Schwächen beruhen, sondern durch horizontale und vertikale Lageungenauigkeiten zwischen Flugzeug- und Satellitenmessungen sowie die mögliche Mittelung der Messwerte über unterschiedliche Volumen verstärkt werden. Übersichten solcher Fehlerquellen sind bei HAN et al. (1994, 1995) und PLATNICK (2000) dargestellt.

Vor diesem Hintergrund können zumindest zwei Schlussfolgerungen gezogen werden. Zum einen sind Sensitivitätsstudien mit berechneten Strahldichten wichtig für die Abschätzung der durch die Numerik der Algorithmen verursachten Fehlerspannen; die unter realen Bedingungen hinzukommenden Fehlerquellen können die numerisch bedingten Unsicherheiten jedoch bei Weitem überschreiten. Zum anderen stellen die aus realen Wolken abgeleiteten Parameter nicht die reale Wolke, sondern die Eigenschaften einer homogenen, flachen, oberflächenparallelen Modellwolke mit gleicher Reflexion dar.

Für die Abschätzung der Eignung der abgeleiteten Wolkenparameter sowohl im Rahmen dieser Arbeit als auch beispielsweise in Klimaforschungsprojekten (TWOMEY 1991; AUSTIN et al. 1995; KIEHL 1994) ist daher ein direkter Vergleich der Ergebnisse unter realistischen, d.h. anwendungsorientierten Bedingungen notwendig. Ungeachtet der oben angegebenen konzeptionellen Fehlerquellen gilt es zunächst, die Eignung der gegenüber dem ATSK3-Verfahren theoriebedingt leicht ungenaueren Lösungen von SACURA für die weitere Verwendung im Rahmen von RADS auf Basis von Satellitenszenen zu untersuchen. Hierzu werden die abgeleiteten effektiven Wolkentropfenradien und optischen Dicken der beiden Techniken mit den Ergebnissen des NASA-MOD06-Produkts (PLATNICK et al. 2003) verglichen. Dieses ebenfalls LUT-basierte Verfahren leitet die effektiven Radien standardmäßig unter Verwendung des $2,2\text{ }\mu\text{m}$ Kanals ab, liefert aber auch korrespondierende Werte für den $1,6\text{ }\mu\text{m}$ und $3,7\text{ }\mu\text{m}$ Kanal. Die Unterschiede, die bei einem direkten Vergleich von SACURA und ATSK3 allein aufgrund der unterschiedlichen Eindringtiefe der Strahlung ($1,6\text{ }\mu\text{m}$ vs. $3,7\text{ }\mu\text{m}$, vgl. Abb. 20) auftreten würden, müssen daher nicht korrigiert werden. Das bereits fertig berechnete MOD06-Produkt kann über das NASA Distributed Active Archive Center (DAAC, http://daac.gsfc.nasa.gov/daac-bin/MODIS/Data_order.pl, Stand 01.04.2005) bezogen werden. Die Ableitung der Wolkenparameter mittels SACURA bzw. ATSK3 sowie die Berechnung der dafür notwendigen Zusatzdaten erfolgte in der entwickelten Prozessierungskette für MODIS. Da das MOD06-Produkt als völlig unabhängig von den SACURA- bzw. ATSK3-Ergebnissen betrachtet werden

kann, zeigt der Vergleich der Produkte implizit auch die Qualität der im Rahmen der MODIS-Prozessierung berechneten Zusatzdaten (Untergrundalbedo, Untergrundtemperatur etc.).

Die Evaluierungsstudie wurde zunächst für die bei PLATNICK et al. (2003) publizierte MODIS-Aufnahme über dem Pazifischen Ozean vor der Westküste Südamerikas, anschließend für eine Aufnahme während des Elbehochwassers 2002 über Mitteleuropa durchgeführt. Die Pazifikszene wurde in den Vergleich mit einbezogen, da die hier auftretenden, ausgedehnten Wasserwolken optimale Bedingungen für die Modellkonzepte der Retrievals darstellen. Darüber hinaus minimiert die homogene Ozeanoberfläche den Einfluss der zusätzlich notwendigen Hintergrundalbedo- und -temperaturdaten, während die Szene über Mitteleuropa das Gegenteil bewirkt. Der Vergleich zwischen den Retrievals kann daher als repräsentativ für die minimal bzw. maximal zu erwartenden Abweichungen angesehen werden.

Für die Ableitung der optischen Dicke wird im ATSK3-Verfahren immer der $0,65\ \mu\text{m}$, in SACURA der $0,86\ \mu\text{m}$ Kanal verwendet. Das MOD06-Produkt beruht hingegen über Wasserflächen auf dem $0,86\ \mu\text{m}$, über Landflächen auf dem $0,65\ \mu\text{m}$ Kanal. Für den Vergleich wurden deshalb die jeweils abgeleiteten optischen Dicken auf die für MOD06 gültigen Wellenlängen korrigiert (vgl. Gl. 69).

4.1.5.1 Szene über dem Pazifischen Ozean

Abb. 24a zeigt die MODIS-Szene vom 18. Juli 2001, 15:30 UTC. Vor der Küste Perus und Chiles befinden sich ausgedehnte Stratocumulus-Felder, verursacht durch das Auftauchen kalter Tiefenwasser in Verbindung mit dem Humboldtstrom und den Hochdruckgürteln über dem zentralen Pazifik. Die in Abb. 24b bis d erkennbare Fläche zeigt den in den Vergleich einbezogenen, ca. 950.000 Pixel umfassenden Wolkenbereich. Es wurden nur über dem Meer befindliche, sicher als Wasserwolken identifizierte Pixel mit optischen Dicken größer 5 einbezogen. Die für ATSK3 notwendigen Vertikalprofile des Luftdrucks, der Temperatur und des Feuchtigkeitsgehalts beruhen auf Daten der Radiosondenstation Antofagasta (Chile).

Abb. 24b bis d zeigt die durch das jeweilige Verfahren abgeleitete optische Dicke, Tab. 6 die dazugehörigen statistischen Kenngrößen. Der Wertebereich reicht von 5 bis etwa 70 für ATSK3 und MOD06 bzw. bis 79 für SACURA, mit den optisch dicksten Wolken entlang der Küsten, im Zentrum der Aufnahme und am südwestlichen Rand der Wolkenfläche. Die in Abb. 24a dunkelgrau hervortretenden, optisch dünnen Wolkenbereiche bilden sich ebenfalls in allen drei Produkten mit Werten unterhalb des 1. Quartils ab.

Abb. 25a/b stellt die abgeleiteten optischen Dicken aus ATSK3 und SACURA den auf MOD06 basierenden Werten gegenüber. Die ATSK3- und SACURA-Ergebnisse zeigen identisch hohe Bestimmtheitsmaße (r^2) mit den

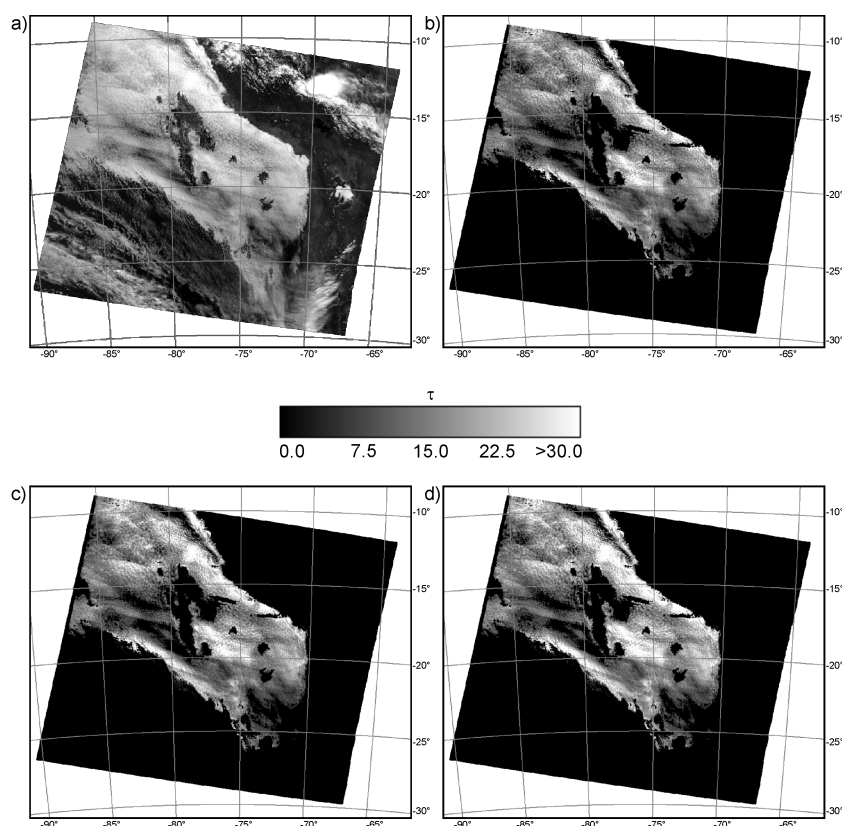


Abbildung 24: Räumliche Verteilung der optischen Dicke für die Terra-MODIS-Szene vom 18.07.2001, 15:30 UTC.

Dargestellt ist ein VIS-Kanalkomposit (a) sowie die optische Dicke auf Basis von MOD06 (b), ATSK3 (c) und SACURA (d).

MOD06-Werten ($r^2 = 0,99$), weisen aber eine leichte Tendenz hin zu größeren Werten auf. Die Gebietsmittel der optischen Dicke von 15,9 (MOD06), 16,9 (ATSK3) und 18,5 (SACURA) liegen mit maximal 16% Abweichung nahe beieinander. Gleiches gilt für die korrespondierenden Standardabweichungen. Die Mediane sind kleiner als der Mittelwert, und es resultieren in allen drei Produkten die positiv schiefen Verteilungen mit Modalwerten von 12,3 (MOD06), 13,7 (ATSK3) und 15,0 (SACURA), die mit maximal 22% etwas größere Abweichungen zeigen (Abb. 25e/f).

Die ATSK3-Ergebnisse weichen für $\tau > 7,5$ um nicht mehr als 20% von den MOD06-Werten ab (Abb. 25c/d), und nur wenige optisch dünne Pixel zeigen Abweichungen größer 30%. Mit zunehmender optischer Dicke nimmt die Streubreite weiter ab und die Differenzen reduzieren sich auf +5% bis +15% für $\tau > 32$. Die Abweichungen zwischen SACURA und MOD06 sind prinzipiell größer, übersteigen 30% bei $\tau < 10$ und nehmen erst für $\tau > 15$ auf zumeist unter 25% ab. Analog zum Verhalten der ATSK3-Ergebnisse nimmt die Streubreite invers zur optischen Dicke ab, so dass die Abweichungen für $\tau > 25$ im Rahmen von +5% bis +25%, für $\tau > 30$ zwischen

Tabelle 6: Statistische Kenngrößen für den Vergleich der Terra-MODIS-Szene vom 18.07.2001, 15:30 UTC.

Die Werte in Klammern geben die Ergebnisse bei ausschließlicher Berücksichtigung von Wolkenregionen mit optischen Dicken ab 10 an.

Optische Dicke (0,86μm)	ATSK3	SACURA	MOD06
Min	5.00 (10.00)	5.00 (10.11)	5.00 (10.00)
1. Quartile	11.36 (13.95)	12.46 (15.34)	10.80 (13.33)
Median	15.75 (17.68)	17.18 (19.31)	14.92 (16.75)
3. Quartile	21.22 (22.86)	23.06 (24.72)	19.95 (21.34)
Max	69.43 (69.43)	78.77 (78.77)	72.34 (72.34)
Modalwert	13.70 (13.70)	15.00 (15.00)	12.30 (12.30)
Mittelwert	16.89 (19.10)	18.47 (20.85)	15.92 (17.98)
Standardabw.	7.38 (6.62)	7.99 (7.19)	6.75 (6.01)
r^2 vs. MOD06	0.99 (0.99)	0.99 (0.99)	

Effektiver Radius	ATSK3	MOD06-37	SACURA	MOD06-16
Min	4.90 (4.90)	5.09 (5.09)	4.15 (4.24)	4.45 (4.45)
1. Quartile	9.69 (9.60)	9.22 (9.08)	8.96 (8.89)	8.75 (8.74)
Median	11.74 (12.03)	11.76 (11.91)	10.06 (10.03)	9.95 (10.02)
3. Quartile	13.65 (13.86)	13.81 (14.00)	11.81 (11.71)	11.96 (12.11)
Max	23.56 (22.24)	30.00 (30.00)	24.15 (19.96)	30.00 (23.95)
Modalwert	9.00 (9.30)	8.90 (8.90)	9.60 (9.60)	8.90 (8.90)
Mittelwert	11.83 (11.92)	11.83 (11.82)	10.61 (10.50)	10.61 (10.63)
Standardabw.	2.42 (2.45)	2.84 (2.83)	2.41 (2.26)	2.63 (2.53)
r^2 vs. MOD06	0.97 (0.99)		0.91 (0.94)	

+10% und +25% liegen. Ob die positiven Abweichungen der Ergebnisse sowohl bei ATSK3 als auch SACURA ein Indikator für die Unterschätzung der optischen Dicke des MOD06-Produkts sind, kann nicht geklärt werden.

Abb. 26 zeigt die räumliche Verteilung der prozentualen Abweichungen. Während die optischen Dicken von SACURA (Abb. 26b) und die westlichen Regionen des ATSK3-Produkts (Abb. 26a) gegenüber den MOD06-Werten überwiegend um +5% bis +25% abweichen, zeigt das ATSK3-Ergebnis im Osten häufig Übereinstimmungen besser als +/-5%. Die größten Abweichungen überhaupt (>30%) finden sich bei SACURA entlang der Ränder der POCs (patches of open cells, BRETHERTON et al. 2004) und sind wahrscheinlich auf verstärkte dreidimensionale Strahlungseffekte sowie einsetzenden Nieselregen zurückzuführen, auf die SACURA und MOD06 unterschiedlich reagieren.

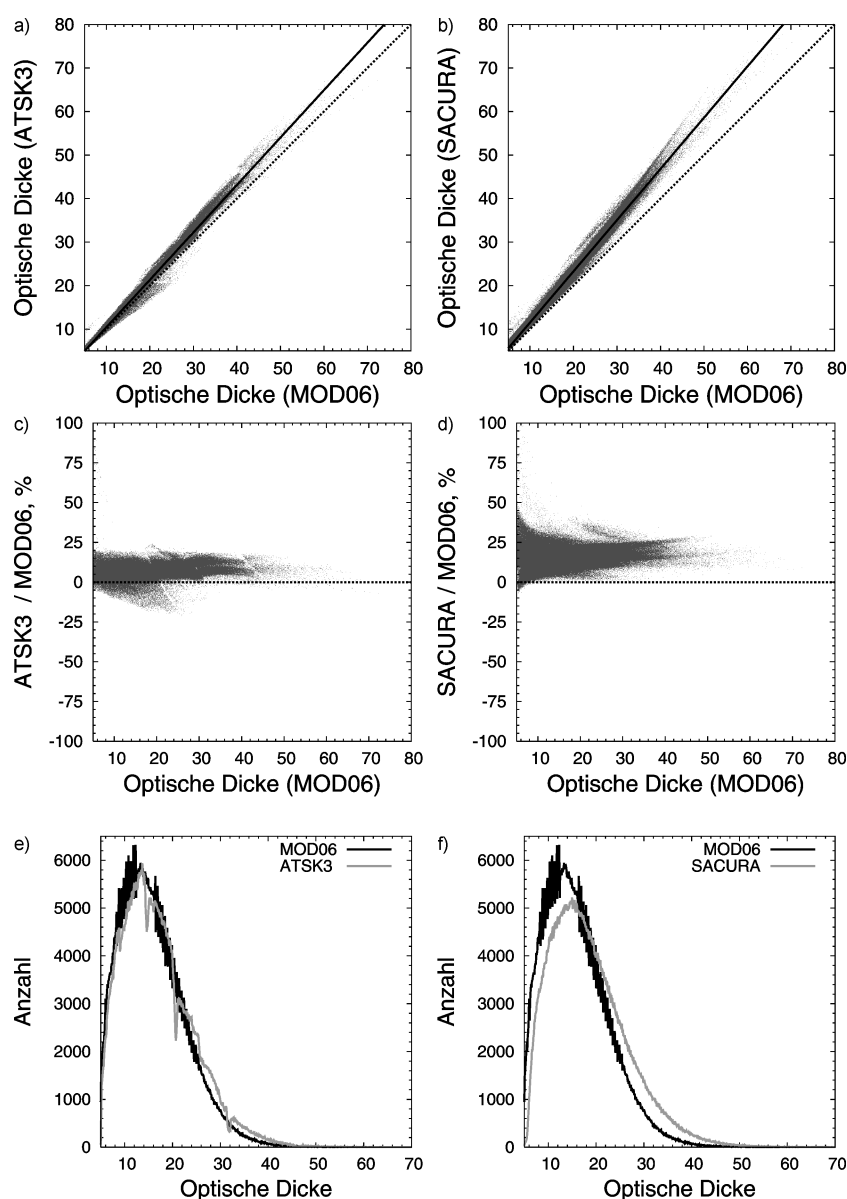


Abbildung 25: Vergleich der mit ATSK3 (linke Spalte) und SACURA (rechte Spalte) abgeleiteten optischen Dicken mit den Ergebnissen des MOD06-Produkts für die Terra-MODIS-Szene vom 18.07.2001, 15:30 UTC.

In (c, d) ist die prozentuale Abweichung der Werte als Funktion der optischen Dicke aus MOD06 und in (e, f) die Häufigkeitsverteilung der Werte angegeben.

Analog zur optischen Dicke ist in Abb. 27 die räumliche Verteilung der effektiven Radien dargestellt. Zur Differenzierung des jeweils verwendeten Kanals im MOD06-Produkt wird im Folgenden der auf dem 1,6 μm Kanal basierende effektive Radius als MOD06-16, der auf 3,7 μm basierende Radius entsprechend als MOD06-37 bezeichnet. Die minimalen Werte liegen in allen fünf Produkten zwischen 4 und 5 μm , die maximalen bei 23,6 μm

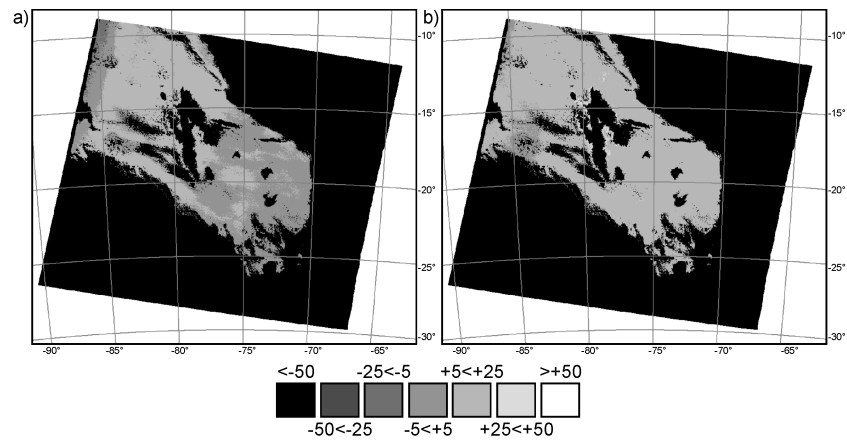


Abbildung 26: Räumliche Verteilung der prozentualen Abweichung der optischen Dicke zwischen ATSK3 (a) bzw. SACURA (b) und dem MOD06-Produkt für die Terra-MODIS-Szene vom 18.07.2001, 15:30 UTC.

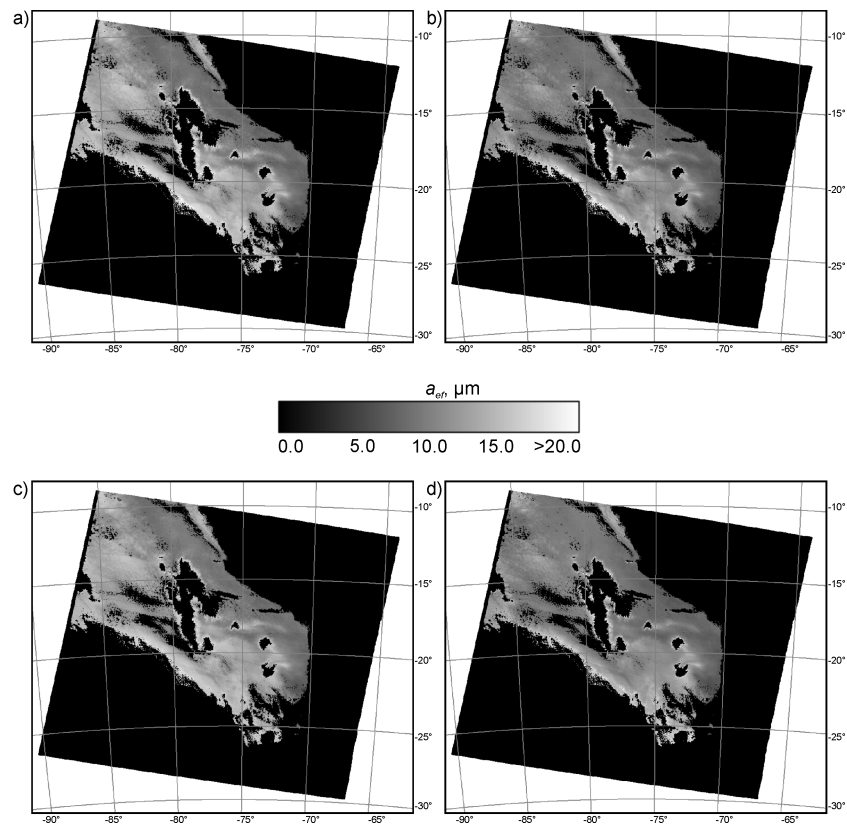


Abbildung 27: Räumliche Verteilung der effektiven Radien aus MOD-37 (a), MOD-16 (b), ATSK3 (c) und SACURA (d) für die Terra-MODIS-Szene vom 18.07.2001, 15:30 UTC.

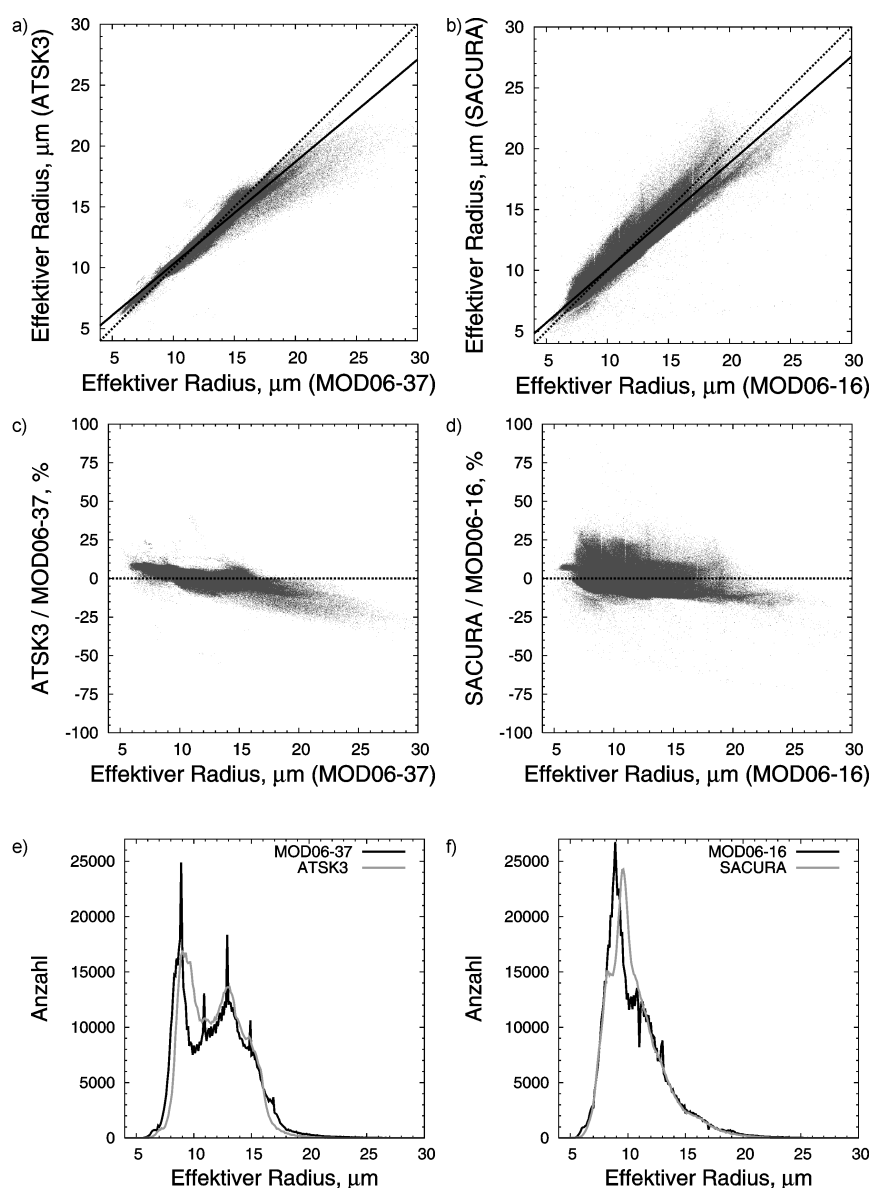


Abbildung 28: Vergleich der mit ATSK3 (linke Spalte) und SACURA (rechte Spalte) abgeleiteten effektiven Radien mit den Ergebnissen des MOD06-Produkts für die Terra-MODIS-Szene vom 18.07.2001, 15:30 UTC.

In (c, d) ist die prozentuale Abweichung der Werte als Funktion des effektiven Radius aus MOD06 und in (e, f) die Häufigkeitsverteilung der Werte angegeben.

(ATSK3), 24,2 µm (SACURA) und 30 µm bei beiden MOD06-Produkten (vgl. Tab. 6). Die größten effektiven Radien finden sich südwestlich eines ca. 200 km breiten Küstenstreifens mit Maximalwerten an den Rändern der POCs sowie am südlichen Rand des Wolkenfeldes. Die hohen Werte an den Wolkenrändern sind auf die angesprochenen 3-D Effekte und im Bereich der POCs auf evtl. einsetzende Nieselregen zurückzuführen. Im äußersten Süd-

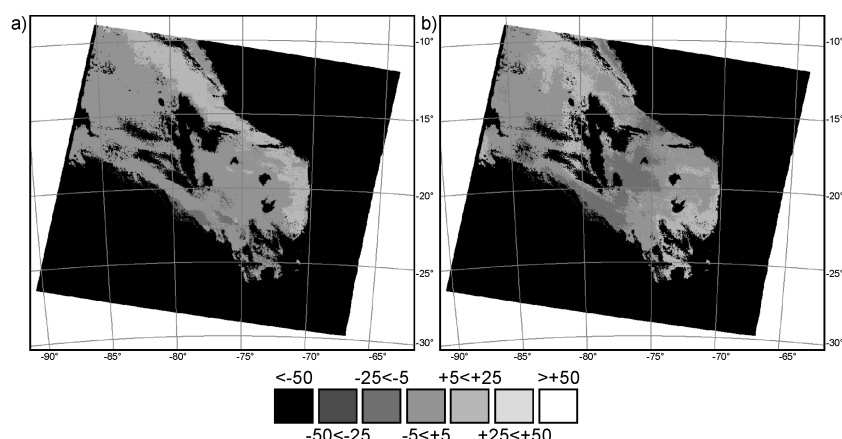


Abbildung 29: Räumliche Verteilung der prozentualen Abweichung der effektiven Radien zwischen ATSK3 und MOD-37 (a) bzw. SACURA und MOD-16 (b) für die Terra-MODIS-Szene vom 18.07.2001, 15:30 UTC.

osten führt die zellulare Bewölkung (vgl. Abb. 24a) zu einer Zunahme der nur teilweise wolkenbedeckten Pixel, was zu einer künstlichen Erhöhung der effektiven Radien in dieser Region führt. Im östlichen Wolkenfeld ist die Zunahme der effektiven Radien mit abnehmender Eindringtiefe bzw. zunehmender Wellenlänge zu erkennen, was sich auf die Mittel- und Medianwerte der Szene auswirkt, die bei ATSK3 bzw. MOD-37 um 11% bis 18% größer sind als bei SACURA bzw. MOD-16. Die Standardabweichungen aller Produkte sind gering.

Die Gegenüberstellung der abgeleiteten effektiven Radien von ATSK3 und MOD-37 bzw. SACURA und MOD-16 findet sich in Abb. 28a/b und zeigt gegenüber den optischen Dicken etwas geringere, jedoch immer noch hohe Korrelationen ($r^2 = 0,97$ für ATSK3 und $r^2 = 0,91$ für SACURA). Die ATSK3-Ergebnisse sind für $a_{ef} < 8 \mu\text{m}$ größer als die MOD06-37-Werte, für $a_{ef} > 16,5 \mu\text{m}$ kleiner und weichen im Allgemeinen um weniger als $\pm 10\%$ ab (Abb. 28c). Eine ähnliche Tendenz bei geringerer Kompaktheit weisen die SACURA-Ergebnisse auf (Abb. 28d). Die Abweichungen liegen für die Mehrzahl aller Pixel zwischen $\pm 10\%$, steigen jedoch für $a_{ef} < 13 \mu\text{m}$ auf bis etwa 25% an. Ähnliche, jedoch negative Abweichungen finden sich vereinzelt für Pixel mit $a_{ef} > 20 \mu\text{m}$.

Die Verteilungsfunktionen der auf $1,6 \mu\text{m}$ und $3,7 \mu\text{m}$ basierenden effektiven Radien sind deutlich verschieden (Abb. 28e/f) und zeigen für SACURA bzw. MOD-16 eine eingipfelige, positiv verschobene Funktion mit einem Modalwert von $9,6 \mu\text{m}$, für ATSK3 bzw. MOD-37 eine zweigipfelige Verteilung mit vergleichbarem Modalwert, aber einem sekundären Maximum bei $13 \mu\text{m}$. Verantwortlich für das sekundäre Maximum sind die durch Konvektionsprozesse dominierten, optische Dicken größer 25 aufweisenden Cumulus-Regionen nordwestlich und südöstlich der großen, zentralen POC. Aufgrund der geringen Eindringtiefe des $3,7 \mu\text{m}$ Kanals sind die effektiven Radien genau für die Wolkenhöhe repräsentativ, in der durch die oberfläch-

lich einsetzenden Konvektionsprozesse die größten Tropfen vorhanden sind. Dieses sekundäre Maximum findet sich daher nicht in den für tiefere Wolkenbereiche gültigen Radien von SACURA/MOD-16 wieder.

Abbildung 29 zeigt die räumliche Verteilung der Abweichungen. Der überwiegende Anteil der Wolkenfläche wird mit einer Übereinstimmung von $\pm 5\%$ erfasst. Die beim ATSK3-Retrieval flächenmäßig noch erfassbaren, größten positiven Abweichungen ($+5\%$ bis $+25\%$) finden sich entlang der Küste, wohingegen negative Abweichungen gleicher Größenordnung lokal im südlichen Bereich zu finden sind. SACURA weist die größten Differenzen von bis zu -25% im zentralen Wolkenfeld und entlang des südlichen Wolkenrands auf, und lokal begrenzte, positive Abweichungen sind im Nordwesten und Südosten zu finden.

Die Analyse der in die Evaluierungsstudie (Kap. 5) einbezogenen MODIS-Szenen hat gezeigt, dass keine Niederschläge in Wolken mit optischen Dicken kleiner 10 zu erwarten sind. Werden in dem Vergleich nur die für Niederschläge relevanten Wolkenbereiche mit Werten der optischen Dicke größer 10 berücksichtigt, so verbessern sich die ohnehin schon sehr guten Quadrate des Korrelationskoeffizienten des effektiven Radius weiter auf 0,97 (ATSK3) bzw. 0,94 (SACURA). Die Werte für die optische Dicke bleiben mit einem r^2 von 0,99 unverändert (vgl. Werte in Klammern in Tab. 6).

4.1.5.2 Szene über Mitteleuropa

Abb. 30a zeigt eine Terra-MODIS-Aufnahme vom 10. August 2002, 09:45 UTC, über Mitteleuropa. Die komplexen Wolkenstrukturen wurden durch eine großräumige Labilisierung in Verbindung mit einem Tiefdrucksystem über Frankreich verursacht. Die Eiswolken im Süden und Nordwesten wurden nicht in den Vergleich mit einbezogen und nur Wasserwolken mit $\tau > 5$ berücksichtigt.

Alle drei Produkte zeigen vergleichbare Raummuster der optischen Dicke mit niedrigen, optisch dünnen Stratuswolken, die von optisch dicken Cumuluswolken ($\tau > 30$) umgeben sind. Dies zeigt sich auch in den sehr guten Korrelationen (Abb. 31a/b, Tab. 7), mit r^2 zwischen 0,95 (SACURA) und 0,98 (ATSK3), wenngleich die Werte von ATSK3 und vor allem von SACURA erneut größer sind als die MOD06-Ergebnisse. Der Modalwert liegt für SACURA bei 11,2 gegenüber 9,0 für MOD06, und die Mittelwerte (18,04 vs. 22,97) zeigen etwa die gleiche prozentuale Abweichung. Während die Mehrzahl aller Pixel bei SACURA innerhalb einer Spanne von $+10\%$ bis $+30\%$ liegen, finden sich für die Ergebnisse von ATSK3 zwei unterschiedliche Tendenzen. Neben den Abweichungen zwischen -5% und $+10\%$ zeigt sich für $\tau < 30$ ein zweites Muster mit Differenzen zwischen 25% und 70% . Die hierzu gehörenden Wolkenregionen befinden sich am südöstlichen Ende des schmalen Wolkenbands im Zentrum der Aufnahme

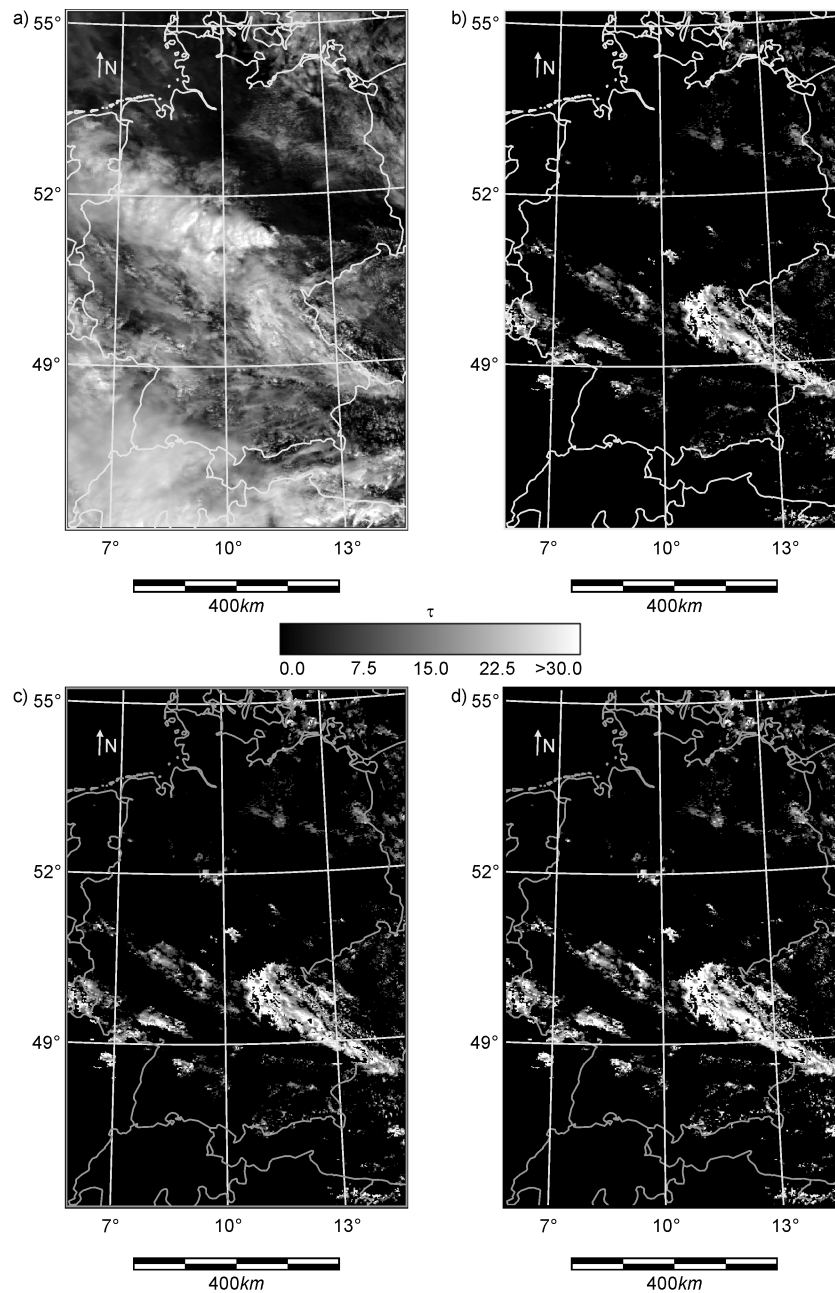


Abbildung 30: Räumliche Verteilung der optischen Dicke für die Terra-MODIS-Szene vom 10.08.2002, 09:45 UTC.

Dargestellt ist ein VIS-Kanalkomposit (a) sowie die optische Dicke auf Basis von MOD06 (b), ATSK3 (c) und SACURA (d).

Tabelle 7: Statistische Kenngrößen für den Vergleich der Terra-MODIS-Szene vom 10.08.2002, 09:45 UTC.

Die Werte in Klammern geben die Ergebnisse bei ausschließlicher Berücksichtigung von Wolkenregionen mit optischen Dicken ab 10 an. Effektive Radien von $6,7 \mu\text{m}$ wurden nicht berücksichtigt (Begründung siehe Text).

Optische Dicke ($0,65\mu\text{m}$)	ATSK3	SACURA	MOD06
Min	5.00 (10.00)	5.00 (10.00)	5.00 (10.00)
1. Quartile	9.94 (13.73)	12.00 (17.13)	9.64 (13.64)
Median	14.63 (18.69)	18.40 (23.48)	14.47 (18.58)
3. Quartile	23.23 (27.24)	29.19 (34.60)	22.97 (27.04)
Max	69.84 (69.84)	80.00 (80.00)	79.39 (79.39)
Modalwert	8.90 (13.70)	11.20 (15.00)	9.00 (12.30)
Mittelwert	18.21 (22.12)	22.97 (28.15)	18.04 (22.04)
Standardabw.	11.19 (10.89)	15.15 (14.84)	11.46 (11.15)
r^2 vs. MOD06	0.98 (0.98)	0.95 (0.93)	

Effektiver Radius	ATSK3	MOD06-37	SACURA	MOD06-16
Min	4.11 (4.11)	4.55 (4.55)	4.06 (4.13)	4.00 (4.00)
1. Quartile	7.99 (7.65)	8.44 (8.07)	9.62 (9.17)	9.16 (8.80)
Median	9.54 (9.14)	9.87 (9.47)	12.81 (11.78)	12.05 (11.17)
3. Quartile	11.41 (11.05)	11.44 (11.18)	17.75 (15.88)	16.57 (14.65)
Max	27.47 (27.09)	30.00 (21.65)	30.00 (29.99)	30.00 (30.00)
Modalwert	8.70 (9.30)	10.90 (8.90)	8.80 (8.80)	9.00 (9.00)
Mittelwert	9.93 (9.59)	10.13 (9.82)	14.18 (13.08)	13.39 (12.23)
Standardabw.	2.65 (2.65)	2.34 (2.36)	5.67 (5.05)	5.50 (4.64)
r^2 vs. MOD06	0.84 (0.90)		0.60 (0.79)	

(Abb. 32a), wo besonders inhomogene Wolkenstrukturen am Rande der Cumulus-Cluster die ohnehin schon in der Szene dominierenden 3-D Strahlungseffekte weiter verstärken und zu zufälligen Fehlern in den Retrievals führen.

Die räumliche Verteilung der effektiven Radien (Abb. 33) zeigt erwartungsgemäß kleine und mittlere Werte in den stratiformen Regionen, die zu dem zentralen Wolkenband und den Cumulus-Clustern hin anwachsen. Verglichen mit den Ergebnissen des ATSK3/MOD-37-Produkts und im Unterschied zu der quasi niederschlagsfreien Szene über dem Pazifik, führen wachsende Niederschlagstropfen in den etwas tieferen Wolkenschichten diesmal zu größeren effektiven Radien im $1,6 \mu\text{m}$ basierten SACURA/MOD-16-Verfahren (vgl. auch ROSENFELD et al. 2004).

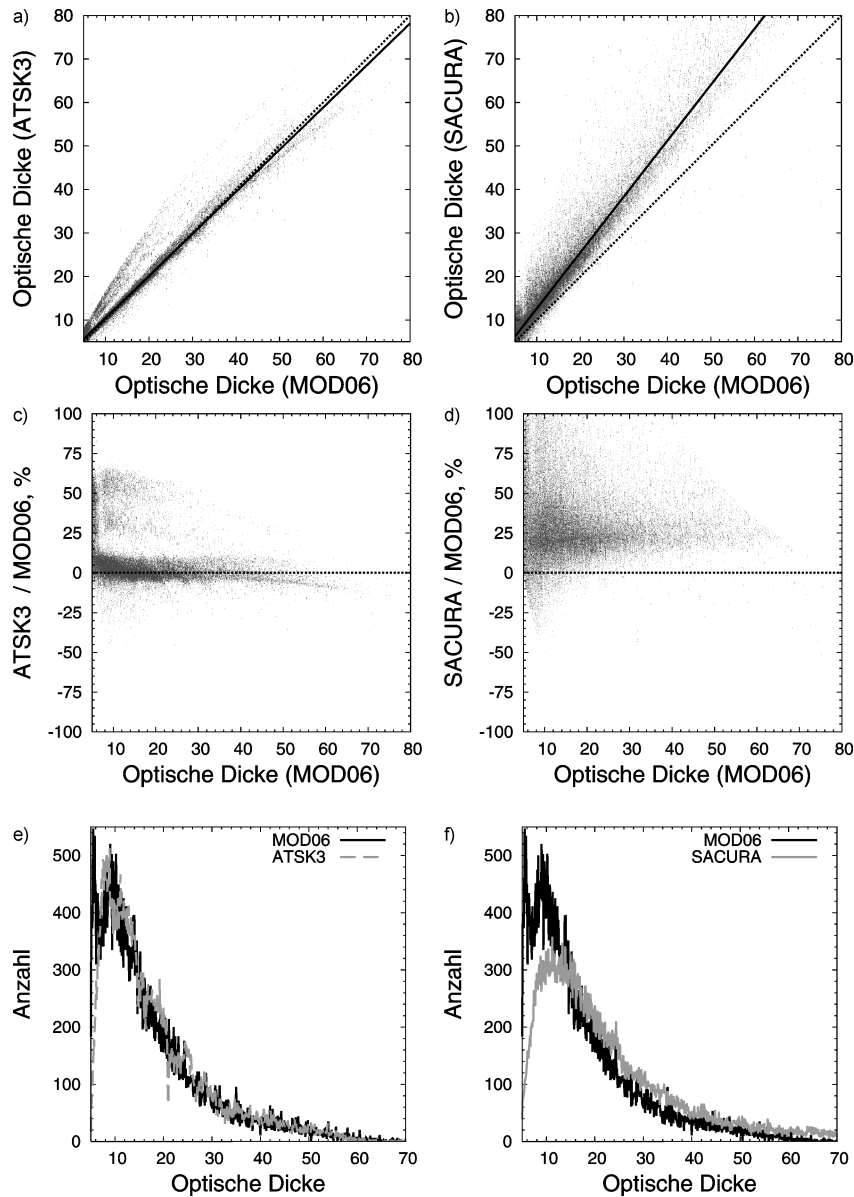


Abbildung 31: Vergleich der mit ATSK3 (linke Spalte) und SACURA (rechte Spalte) abgeleiteten optischen Dicken mit den Ergebnissen des MOD06-Produkts für die Terra-MODIS-Szene vom 10.08.2002, 09:45 UTC.

In (c, d) ist die prozentuale Abweichung der Werte als Funktion der optischen Dicke aus MOD06 und in (e, f) die Häufigkeitsverteilung der Werte angegeben.

Die effektiven Radien von SACURA zeigen keine generelle Tendenz zu höheren Werten (Abb. 34, 35), und die Differenzen beider Retrievals liegen innerhalb von $\pm 10\%$, beruhen bei effektiven Radien von $6,7 \mu\text{m}$ aber auf einem Artefakt in den MOD06-Produkten. Die Ergebnisse von MOD06-37 weisen 3483 Pixel mit $a_{ef} = 6,7 \mu\text{m}$ auf. Dies entspricht einem Faktor von

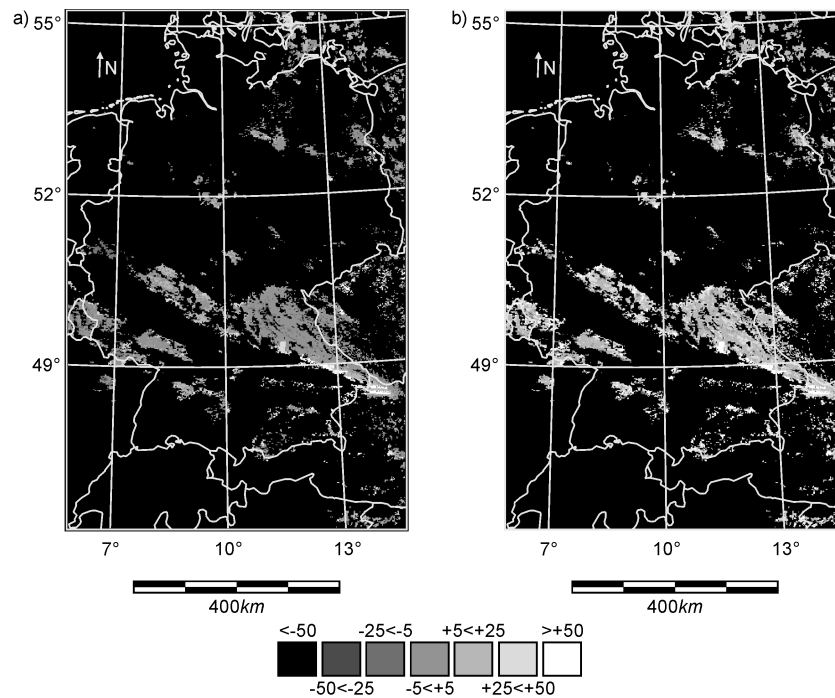


Abbildung 32: Räumliche Verteilung der prozentualen Abweichung der optischen Dicke zwischen ATSK3 (a) bzw. SACURA (b) und dem MOD06-Produkt für die Terra-MODIS-Szene vom 10.08.2002, 09:45 UTC.

2,6 bezogen auf die Anzahl der Pixel, die den $8,7 \mu\text{m}$ Modalwert im ATSK3-Verfahren ausmachen. Bezüglich der $1,6 \mu\text{m}$ Retrievals übersteigt die Anzahl der MOD06-16-Werte bei $a_{ef} = 6,7 \mu\text{m}$ die Anzahl der Pixel des SACURA-Modalwerts sogar um mehr als Faktor 10. Unter Vernachlässigung der Radian bei $6,7 \mu\text{m}$ ergibt sich ein r^2 für SACURA von 0,60, für ATSK3 von 0,84. Werden nur Pixel mit $\tau > 10$ in den Vergleich einbezogen, steigt r^2 auf 0,79 für SACURA bzw. 0,90 für ATSK3 (vgl. Tab. 7).

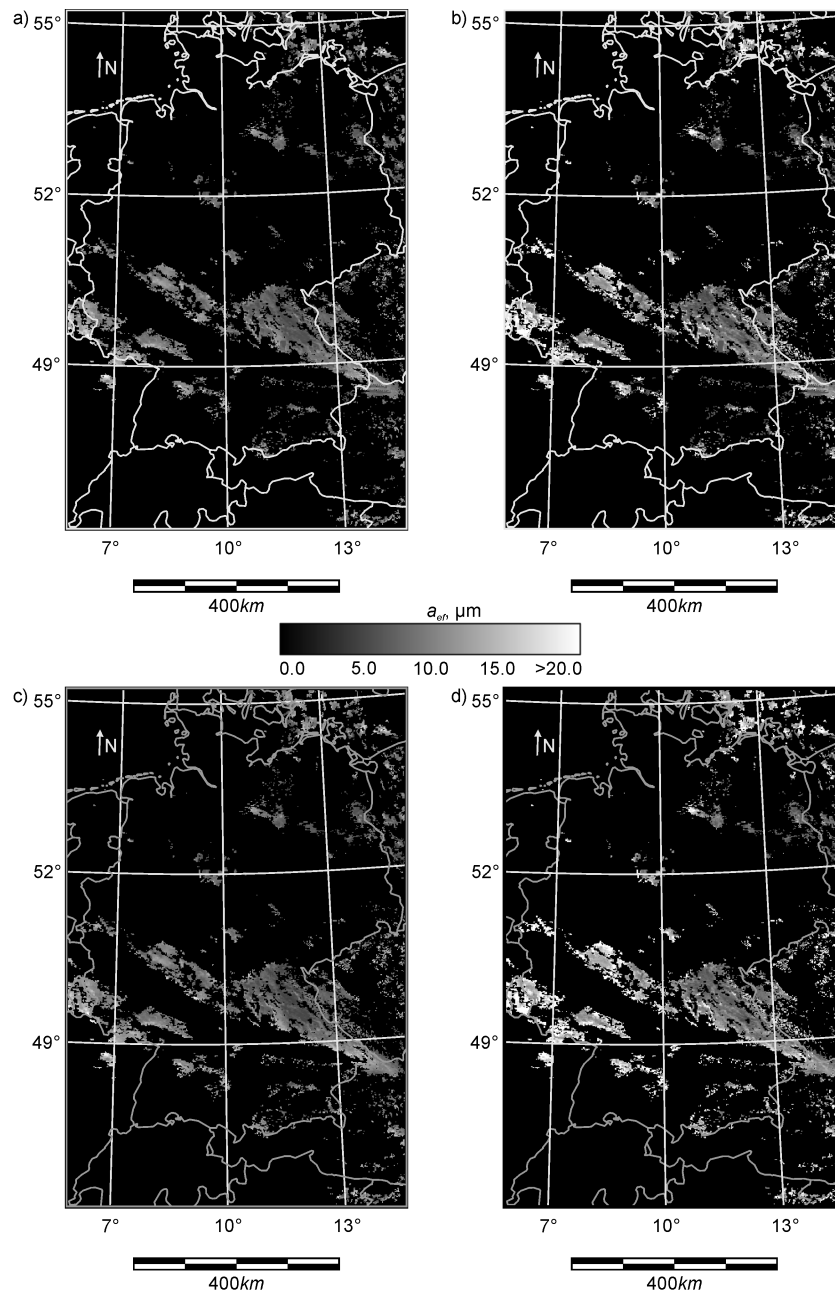


Abbildung 33: Räumliche Verteilung der effektiven Radien aus MOD-37 (a), MOD-16 (b), ATSK3 (c) und SACURA (d) für die Terra-MODIS-Szene vom 10.08.2002, 09:45 UTC.

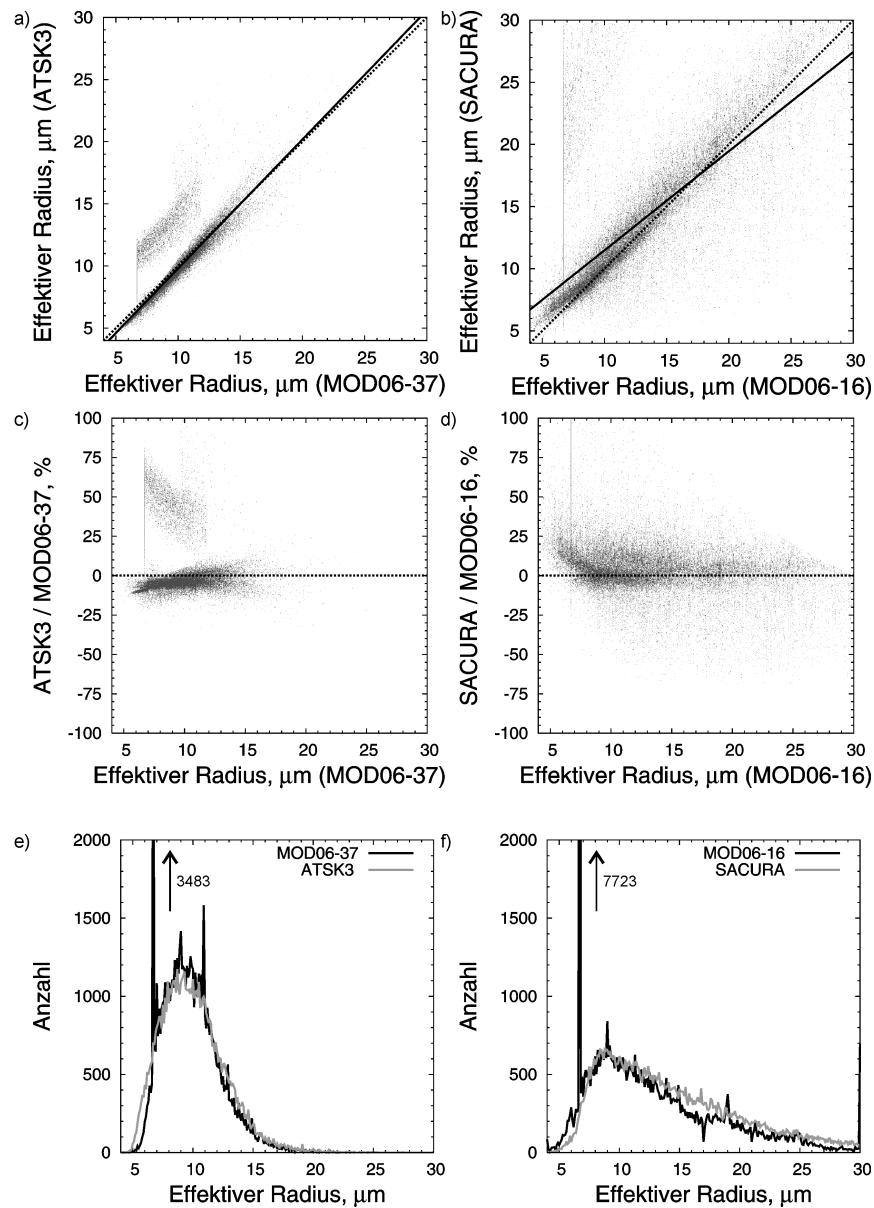


Abbildung 34: Vergleich der mit ATSK3 (linke Spalte) und SACURA (rechte Spalte) abgeleiteten effektiven Radien mit den Ergebnissen des MOD06-Produkts für die Terra-MODIS-Szene vom 10.08.2002, 09:45 UTC.

In (c, d) ist die prozentuale Abweichung der Werte als Funktion des effektiven Radius aus MOD06 und in (e, f) die Häufigkeitsverteilung der Werte angegeben.

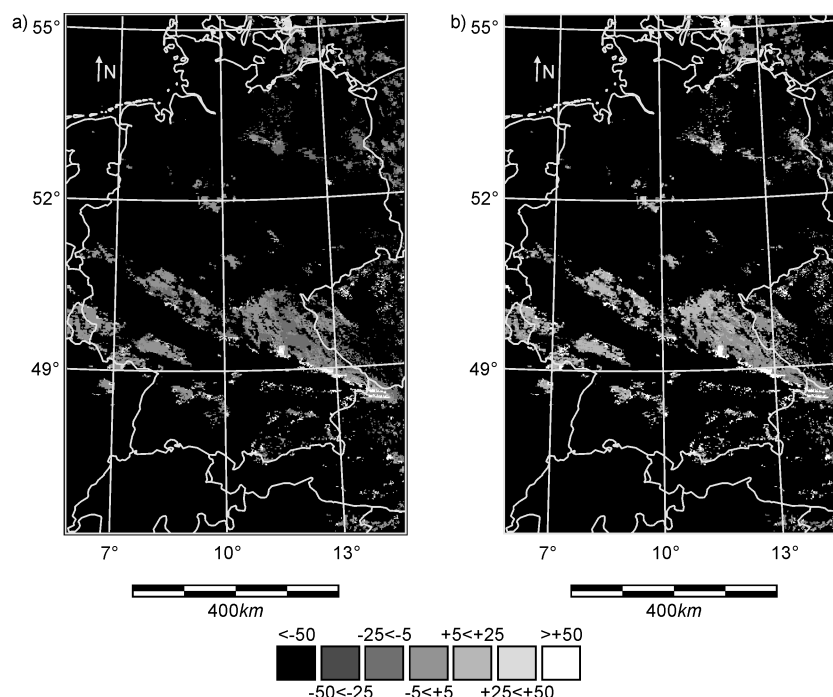


Abbildung 35: Räumliche Verteilung der prozentualen Abweichung der effektiven Radien zwischen ATSK3 und MOD-37 (a) bzw. SACURA und MOD-16 (b) für die Terra-MODIS-Szene vom 10.08.2002, 09:45 UTC.

4.1.5.3 Sensitivität der Retrievals bezüglich der Zusatzdaten

Die unterschiedlichen Abweichungen der Retrievals für die Ozean- bzw. Landszenen können nicht auf die Numerik der Algorithmen zurückgeführt werden, sondern sind zum überwiegenden Teil auf die deutlich stärkeren Wolkeninhomogenitäten der Landszenen und daraus resultierende, verstärkte 3-D Effekte verursacht, die zu zufälligen Fehlern in den Retrievals führen. Darüber hinaus darf der Einfluss der Zusatzdaten, insbesondere der Untergrundalbedo und der Untergrundtemperatur, nicht vernachlässigt werden.

Um den Einfluss der Zusatzdaten auf die Ergebnisse von SACURA bzw. ATSK3 zu untersuchen, wurden zunächst mehrere Szenen über Mitteleuropa mit der entwickelten MODIS-Prozessierungskette berechnet. Die Szenen umfassen den Zeitraum der europaweiten Hochwasserereignisse im August 2002 (vgl. Kap. 4.2.1.1). Aus den resultierenden SACURA- bzw. ATSK3-Produkten wurde ein Testdatensatz mit Pixeln ausgewählt, die effektive Radien von 8 bzw. 16 μm und optische Dicken zwischen 5 und 30 in Schritten von 5 aufweisen. Anschließend wurde für diese Pixel jeweils ein Zusatzdatensatz um $\pm 30\%$ verändert und die Wolkenparameter erneut abgeleitet. Die daraus resultierenden Mittelwerte für jede τ/a_{ef} Kombination sind in Abb. 36 bis Abb. 38 dargestellt.

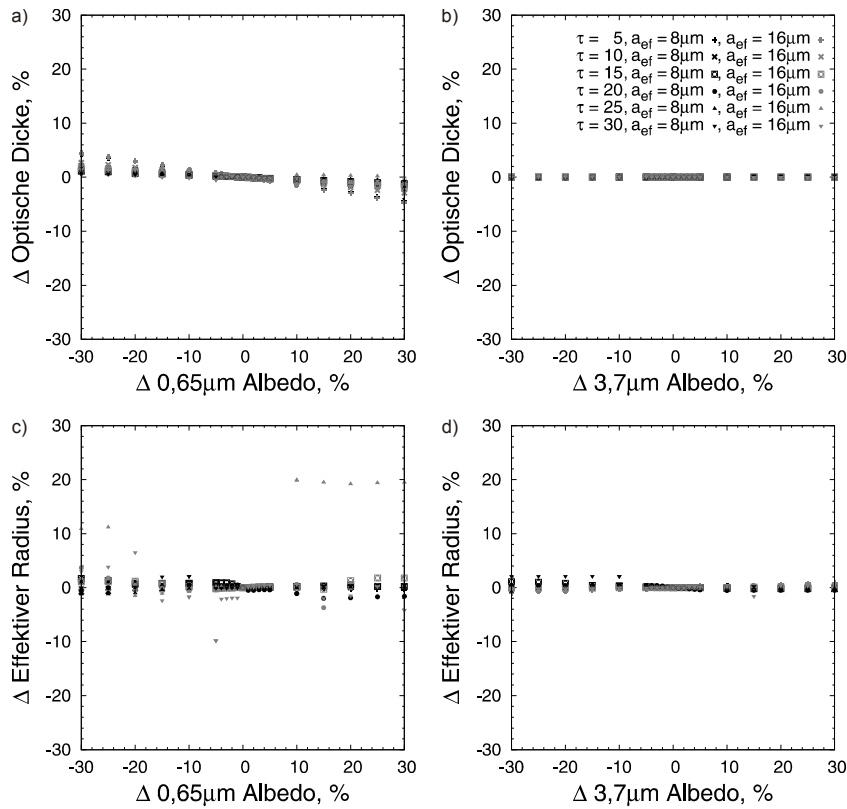


Abbildung 36: Einfluss der Untergrundalbedo bei 0,65 μm und 3,7 μm auf die mittels ATSK3 abgeleiteten Wolkenparameter.

Abbildung 36 zeigt den Einfluss der Untergrundalbedo auf die ATSK3-Ergebnisse. Die Abweichungen bei 0,65 μm wirken sich linear auf τ aus (Abb. 36a) und überschreiten nie 5%. Diese geringen Abweichungen dürfen nicht darüber hinwegtäuschen, dass ATSK3 stark von der Untergrundalbedo beeinflussbar ist, da die ursprünglichen Albedowerte nicht größer als 0,1 sind und Abweichungen von $\pm 30\%$ nur zu absoluten Änderungen der Albedo von $\pm 0,03$ führen. Die sich invers zur Bodenalbedo verhaltenden Differenzen von τ werden durch die angenommene, höhere (niedrigere) Wolkenreflexion bei abnehmenden (zunehmenden) Werten der Untergrundalbedo verursacht. Die 3,7 μm Albedo hat erwartungsgemäß keinen Einfluss auf τ , und die Abweichungen der resultierenden Werte von a_{ef} sind ebenfalls immer kleiner 2% (Abb. 36c,d). Im Gegensatz dazu ist a_{ef} deutlicher, wenngleich unsystematisch, von der 0,65 μm Albedo abhängig. Dieser Einfluss der Albedo kann nicht mit den Eigenschaften der Reflexionsfunktionen allein erklärt werden. Eine Abnahme der angenommenen Wolkenreflexion im sichtbaren Spektrum, wie sie durch die Erhöhung der Untergrundalbedo bei 0,65 μm bedingt wird, würde bei gleichzeitiger Fixierung des Strahlungsflusses im nahen Infrarot zu einer Abnahme von a_{ef} führen und umgekehrt. Dieses Verhalten zeigt sich aber nur bei manchen Wertekombinationen. Eine mögliche Erklärung könnte in der Implementierung der Minimierungs-

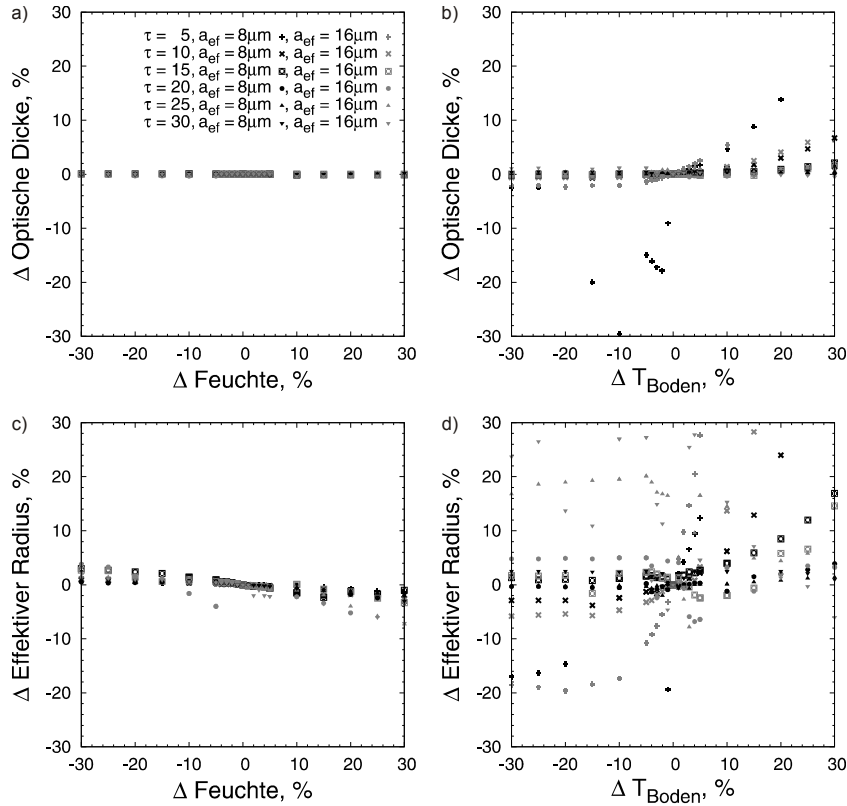


Abbildung 37: Einfluss des atmosphärischen Feuchteprofils und der Temperatur der Erdoberfläche unter der Wolke auf die mittels ATSK3 abgeleiteten Werte der Wolkenparameter.

funktion des LUT Retrievals selbst liegen. Die Iteration zwischen τ und a_{ef} Werten wird beendet, sobald die resultierenden Strahldichten um weniger als 0,1% von den gemessenen Strahldichten abweichen, so dass u.U. die künstlich veränderte Strahlung im sichtbaren Bereich eine wenig plausible Kombination der Parameter ergibt. Die deutlichen Abweichungen von 10% bis 20% für große Werte von τ und a_{ef} sollte nicht überbewertet werden, da die zugehörige Parameterkombination relativ unwahrscheinlich ist (NAKAJIMA & NAKAJIMA 1995) und deshalb nicht als repräsentativ für die Sensitivität des ATSK3-Retrievals gelten kann.

Der Einfluss der weiteren ATSK3-Zusatzdaten ist in Abb. 37 dargestellt. Unsicherheiten im Feuchteprofil von $\pm 30\%$ zeigen durch die Verwendung des äquivalenten Wasserdampfgehalts erwartungsgemäß keine Auswirkung auf τ und nur geringe auf a_{ef} (vgl. Kap. 4.1.3). Letztere sind normalerweise kleiner $\pm 4\%$ und lassen ein nahezu lineares Abhängigkeitsverhältnis erkennen. Die Differenzen sind bedingt durch die kleiner (größer) werdenden, positiven Korrekturterme des Wolkensignals aufgrund der angenommenen,

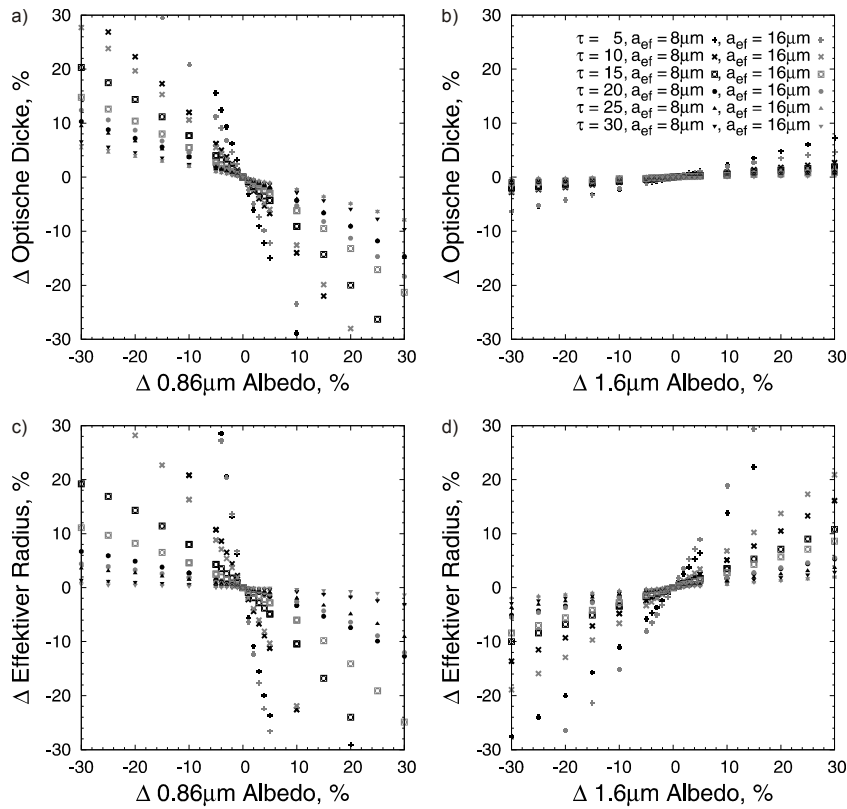


Abbildung 38: Einfluss der Untergrundalbedo bei 0,86 μm und 1,6 μm auf die mittels SACURA abgeleiteten Werte der Wolkenparameter.

größer (kleiner) werdenden Transmissivität der Atmosphäre für negative (positive) Abweichungen des atmosphärischen Wasserdampfgehalts vom eigentlichen Ist-Zustand.

Im Vergleich zu allen anderen Zusatzdaten hat ein Fehler in der Temperatur der Erdoberfläche unter der Wolke die größten Auswirkungen (Abb. 37b,d). Während die hieraus resultierenden Abweichungen von τ in der Regel kleiner $\pm 3\%$ sind und nur für optisch dünne Wolken $\pm 10\%$ deutlich überschreiten, liegen die Differenzen von a_{ef} meistens im Bereich von -6% bis $+10\%$, in einigen Fällen auch jenseits von $\pm 20\%$. Negative Abweichungen der Oberflächentemperatur führen zur Annahme eines höheren Wolkensignals im absorbierenden Kanal und somit zu kleineren Werten von a_{ef} und umgekehrt. Dieser Zusammenhang zeigt sich häufig jedoch nur in den grundsätzlichen Tendenzen der Radien, da a_{ef} bei um weniger als $\pm 10\%$ veränderten Oberflächentemperaturen unsystematisch zu- bzw. abnimmt. Die Gründe hierfür dürften erneut im Prinzip der verwendeten Minimierungsfunktion zu finden sein.

Abbildung 38 zeigt die Sensitivität von SACURA im Hinblick auf die verwendeten Bodenalbedodaten, die bei 0,86 μm über Landflächen um Faktor 3 bis 4 größer sind als bei 0,65 μm (vgl. auch PLATNICK et al. 2003). Die Diffe-

renzen von τ bei SACURA werden daher durch deutlich größere absolute Änderungen der Bodenalbedo hervorgerufen. Dieser Effekt könnte durch die Verwendung des 0,65 μm Kanals in SACURA minimiert werden, wobei dann eine Korrektur des Ozonabsorptionsbandes notwendig wäre, die die Fehlerspanne in den abgeleiteten Wolkenparametern wiederum erhöht.

Im Gegensatz zum Verhalten von a_{ef} in Abb. 36 sind die Abweichungen der Wolkenparameter bei SACURA durch die Eigenschaften der Reflexionsfunktionen zu erklären. Abnehmende (zunehmende) Werte der Bodenalbedo im nicht-absorbierenden Bereich erhöhen (verringern) das angenommene Wolkensignal in Gl. 51 und damit auch τ . Bei unveränderter Reflexion im absorbierenden Kanal bedeutet dies ebenfalls eine Zunahme (Abnahme) der Werte von a_{ef} , sofern das asymptotische Reflexionslimit noch nicht erreicht wurde (vgl. Kap. 4.1.4). Der umgekehrte Fall mit unveränderter Reflexion im nicht-absorbierenden und sich vermeintlich änderndem Wolkensignal im absorbierenden Bereich ist in Abb. 38b,d dargestellt. Im Gegensatz zum ATSK3-Verfahren hat die Bodenalbedo bei 1,6 μm einen deutlichen Einfluss auf die abgeleiteten effektiven Radien, wobei die Differenzen für $\tau > 10$ im Rahmen von $\pm 20\%$ liegen und für dickere Wolken kleiner $\pm 10\%$ sind.

4.1.5.4 Zusammenfassung der Evaluierungsstudie

Die Evaluierungsstudie zeigt gute Übereinstimmungen zwischen den Ergebnissen aller drei Retrievals, wobei die Abweichungen für die Pazifik-Szene kleiner sind als für die Szene über Mitteleuropa. Dies ist zum einen auf die verstärkten dreidimensionalen Strahlungseffekte in der Europa-Szene, zum anderen auf die über Landflächen mit größeren Fehlerspannen behafteten Zusatzdaten (Untergrundalbedo / -temperatur) zurückzuführen. Die Ergebnisse der Sensitivitätsstudie zeigen jedoch, dass der Einfluss der Zusatzdaten in den für Niederschläge relevanten Wolkenbereichen mit optischen Dicken größer 10 abnimmt. Ferner zeigt sich aus den Abb. 25 und 28 bzw. 31 und 34, dass die durch die jeweiligen Verfahren abgeleiteten Wolkenparameter in einem deutlichen linearen Zusammenhang stehen, was auch durch die guten Bestimmtheitsmaße (vgl. Tab. 6, 7) wiedergegeben wird. Bezogen auf diesen linearen Versatz ist die Spannweite der abgeleiteten Parameter für das ATSK3-Verfahren im Allgemeinen geringer als für SACURA. Zum einen ist dies in den verwendeten asymptotischen Lösungen der Strahlungstransfertheorie begründet, die theoriebedingt zu geringfügig ungenaueren Ergebnissen von SACURA führen müssen. Zum anderen muss bedacht werden, dass das MOD06-Produkt und das ATSK3-Verfahren auf eng verwandten Konzeptionen beruhen und daher eine gute Übereinstimmung der Ergebnisse zu erwarten ist. Dass dies auch in der hier durchgeführten Evaluierungsstudie der Fall ist, lässt darüber hinaus Rückschlüsse auf die Qualität des in MOPS berechneten Albedo- bzw. Temperaturprodukts zu (vgl. Kap. 4.1.2), da das MOD06-Produkt vollkommen unabhängig von den im Rahmen dieser Arbeit entwickelten Verfahren berechnet wurde.

Zusammenfassend zeigt die durchgeführte Studie, dass das angepasste und erweiterte SACURA-Verfahren die Wolkenparameter mit ausreichender Genauigkeit ableiten kann. Die Schwankungen von ca. 10% um die mittlere lineare Abweichung vom MOD06-Produkt sind im Hinblick auf die Verwendung mit dem neu entwickelten RADS zu vernachlässigen und darüber hinaus ist die im Vergleich zu den bisher verwendeten LUT-Verfahren deutlich verkürzte Rechenzeit um etwa Faktor 15 hervorzuheben. Hierdurch ist eine operationelle Anwendung auf 15-minütige Meteosat-8-SEVIRI-Daten auch mit aktuellen PCs möglich und nicht auf kostenintensive Computercluster beschränkt.

4.2 Ableitung der Niederschlagsfläche aus Satellitendaten

Zur Erfassung der Niederschlagsfläche über Mitteleuropa wurde eine neue Technik, das Rain Area Delineation Scheme (RADS) entwickelt, das eine Abgrenzung von regnenden und nicht-regnenden Wolkenbereichen unter ausschließlicher Verwendung der optischen Dicke und des effektiven Wolkentropfenradius ermöglicht. Darüber hinaus ist eine Prozessdifferenzierung zwischen konvektiv dominierten und stratiformen Niederschlagsfeldern möglich. Letztere ist beispielsweise für eine spätere Verwendung von RADS in einem eigenständigen, Wolkenmodell-basierten Niederschlagsretrieval für die Zuweisung unterschiedlicher Regenraten wichtig.

Im Anschluss wird zunächst die Entwicklung der neuen Technik zur Ableitung der Niederschlagsfläche beschrieben, die im Folgenden als Cloud Property RADS (CP-RADS) bezeichnet wird. Der auf dem WV/IR Konzept (z.B. KURINO 1997, REUDENBACH 2003) bisheriger Niederschlagsretrievals beruhende Algorithmus zur prozessorientierten Differenzierung der in CP-RADS erfassten Niederschlagsfelder (konvektiv vs. stratiform) wird im Anschluss daran vorgestellt und als Convection Identification RADS (CI-RADS) bezeichnet.

4.2.1 Erfassung der Niederschlagsfläche auf Basis optischer und mikrophysikalischer Wolkenparameter

Das in Kap. 2.4 vorgestellte Konzeptmodell setzt für die Entstehung von Niederschlägen eine ausreichend große Kombination aus optischer Dicke und effektivem Wolkentropfenradius voraus. Folglich ist für die satellitenbasierte Differenzierung zwischen regnenden und nicht-regnenden Wolkenbereichen ein autoadaptiver Schwellwert des effektiven Wolkentropfenradius in Abhängigkeit der korrespondierenden optischen Dicke der Wolke auf Pixelbasis notwendig. Um eine hierfür geeignete Funktion bestimmen zu

können, wurden in einer Fallstudie die durch SACURA abgeleiteten Wolkenparameter mit Niederschlagsinformationen aus bodengebundenen Radardaten verglichen. Trotz aller Einschränkungen stellt die Radarfernerkundung die einzige bodengebundene Meßmethode zur flächenhaften Erfassung der Niederschlagsereignisse dar und ist daher von großem Nutzen hinsichtlich der Ableitung derartiger, empirischer Trennfunktionen. So benutzten beispielsweise VINCENTE et al. (1998) Radardaten zur Erstellung der Regressionsgleichungen für die Niederschlagsraten in der GOES IR auto-estimator technique, TSONIS & ISAAC (1985) trainierten damit Histogrammmethoden und CHENG & BROWN (1995) verwendeten sie zur Portierung des Lovejoy-Austin-Algorithmus auf Meteosat-VISSR.

4.2.1.1 Die europäische Hochwasserperiode im August 2002

Die zur Bestimmung der Trennfunktion zwischen nicht-regnenden und regnenden Wolkenbereichen verwendeten Satelliten- bzw. Radardaten wurden während der europäischen Hochwasserperiode 2002 aufgenommen. Die Auswahl dieses Entwicklungszeitraums beruht darauf, dass alle in Kap. 2.3 diskutierten Niederschlagsprozesse in ausreichendem Umfang aufgetreten sind und somit postuliert werden kann, dass die auf Basis dieser Daten abgeleitete Trennfunktion die Niederschlagscharakteristika Mitteleuropas hinreichend gut beschreibt.

Zwischen dem 1. und 12. August führten hohe Niederschläge zu extremen Hochwasserereignissen in Zentral- und Westeuropa, die nur mit den Überflutungen von 1342 vergleichbar sind. Der volkswirtschaftliche Schaden in den betroffenen Ländern belief sich nach Angaben der MÜNCHENER RÜCK (2003) auf € 18,5 Milliarden. In Deutschland betrugen die Schäden € 9,2 Milliarden.

Die komplexen Witterungsereignisse dieses Zeitraums lassen sich in drei Perioden untergliedern:

1. 1. bis 4. August: Dieser Zeitraum war durch starke konvektive Niederschläge aufgrund regionaler Labilisierung der Luftmassen dominiert. Die kontinuierliche Destabilisierung wurde synoptisch durch das Hoch Elke über Zentraleuropa begünstigt, welches auf das über dem Nordwesten Frankreichs liegende Tief Hanne blockierend wirkte.

2. 5. bis 8. August: Ab dem 5. August schwächte sich Elke ab, und Hanne verlagerte sich entlang der Nordseeküste langsam ostwärts, so dass zunächst eine streifenförmige Region von Österreich über Bayern nach Böhmen in der Kontaktzone kalter, atlantischer und feuchter, mediterraner Luftmassen lag. Am 8. August schwang die Kontaktzone nach Nordwesten und führte im Norden Deutschlands zu heftigen Regenfällen. Außerdem induzierte Hanne südlich der Alpen ein sekundäres Tief, das in der Folge ostwärts zog und zu hohen Niederschlägen in der Balkanregion führte.
3. 9. bis 13. August: Am 10. August erreichte das Tief Ilse, das schon im Laufe des 8. August Großbritannien erreicht hatte, die Nordwestküste Frankreichs und führte auf seiner weiteren Bahn zu starken Niederschlägen über Süddeutschland. Der durch Ilse entstandene Tiefdruck-Keil über dem Ligurischen Meer führte zur Ausbildung eines sekundären Tiefs (Ilse II) über dem Golf von Genua, das schließlich auf seiner Vb-Zugbahn von Genua über das Adriatische Meer und östlich der Alpen weiter Richtung Polen nochmals zu hohen Niederschlägen führte.

Weitere Übersichten zu den Sommerfluten 2002 finden sich beispielsweise bei der BUNDESANSTALT FÜR GEWÄSSERKUNDE (2002) oder dem DEUTSCHEN WETTERDIENST (2002).

4.2.1.2 Autoadaptive Bestimmung des Schwellwerts für den effektiven Wolkentropfenradius in Abhängigkeit der optischen Dicke zur Abgrenzung der Niederschlagsfläche

Zur Berechnung eines autoadaptiven Schwellwerts

$$THV_{a_{ef}} = f(\tau), \quad (74)$$

der den für Niederschläge minimal notwendigen Wert des effektiven Wolkentropfenradius in Abhängigkeit der optischen Dicke auf Pixelbasis angibt, ist die Bestimmung der Trennfunktion $f(\tau)$ notwendig. Ausgangspunkt hierfür ist der Vergleich zwischen der aus den Satellitendaten gewonnenen, räumlichen Verteilung der Wolkenparameter und der als Referenz verwendeten Niederschlagsgebiete des vom Deutschen Wetterdienst zur Verfügung gestellten PC-Radarprodukts. Prinzipiell könnte $f(\tau)$ folglich im Sinne einer Diskriminanzfunktion ermittelt werden, die die in den radarbasierten Niederschlagsfeldern ermittelten Werte der Wolkenparameter von solchen in niederschlagsfreien Gebieten abgrenzt. Dies würde jedoch eine exakte räumliche Übereinstimmung des Informationswerts „Niederschlag ja“ in den Satelliten- und Radardaten voraussetzen. Tatsächlich führen aber die auf den unterschiedlichen Aufnahmeperspektiven beruhenden Messkonzepte dazu, dass die Satellitentechnik die den Niederschlag verursachenden Wolkenbereiche identifiziert, wohingegen das Radarprodukt die im Volumenelement

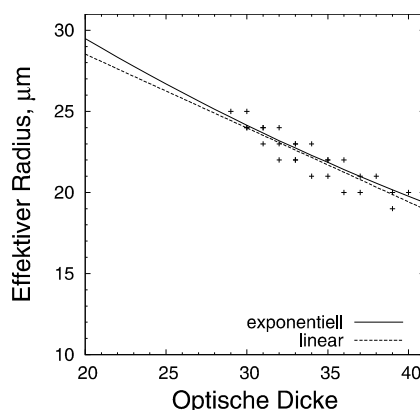


Abbildung 39: Wertekombinationen der Wolkenparameter, die zu einem Bias von $1,0 \pm 5\%$ gegenüber den radarbasierten Niederschlagsfeldern der verwendeten MODIS-Szenen zwischen 1. und 13. August 2002 führen.

enthaltenen, bodennahen Niederschlagsfelder erfasst. Da die Ausdehnung der Niederschlagsfelder auch von den Windfeldern unterhalb der Wolke abhängig ist, ist eine exakte räumliche Deckung in der Regel nicht gegeben. Der zeitliche Versatz von maximal 7,5 Minuten zwischen Satellitenaufnahme und den in einer Auflösung von 15 Minuten vorliegenden PC-Produkten kann diesen Effekt noch verstärken.

Die Herleitung der Trennfunktion $f(\tau)$ beruht daher auf der Verwendung des *Bias*, also der prozentualen Differenz zwischen den im Satellitenbild abgegrenzten Wolkenregionen und den Niederschlagsfeldern im korrespondierenden Radarprodukt. Da der *Bias* lediglich ein Maß für die Übereinstimmung der Flächengröße, nicht die Lage im Raum, darstellt, wird er von den oben genannten Lagefehlern nicht beeinträchtigt. Der Optimalwert des *Bias* von 1,0 könnte folglich auch durch sowohl räumlich als auch prozessorientiert völlig unabhängige Flächen zu Stande kommen. Dass dies bei keiner der 15 verwendeten MODIS-Szenen im Entwicklungszeitraum der Fall ist, wurde durch eine visuelle Verifikation sichergestellt. Alle Aufnahmen zeigten für *Bias*-Werte um 1,0 eine deutliche räumliche Korrelation zwischen den satelliten- und radarbasierten Niederschlagsfeldern, die mit dem Beispiel in Abb. 42c zu vergleichen sind (siehe Kap. 4.3).

Um jeweils optimale Kombinationen der Wolkenparameter für jede MODIS-Aufnahme zu finden, wurden die Werte der optischen Dicke zwischen 5 und 50, die des effektiven Radius zwischen 5 und $30 \mu\text{m}$ iteriert und die hieraus resultierenden Schwellwertkombinationen zur Abgrenzung einer Wolkenfläche verwendet, für die anschließend der *Bias* gegenüber den Niederschlagsfeldern im PC-Produkt berechnet wurde.

Abbildung 39 zeigt die zu einem *Bias* von weniger als $\pm 5\%$ führenden Kombinationen der Wolkenparameter, die auf diese Weise für alle 15 verwendeten MODIS-Szenen ermittelt wurden und insgesamt auf $8,3 \cdot 10^6$ Vergleichswerten beruhen. Die Werteverteilung bestätigt die Hypothese des Konzeptmodells, das die Niederschlagsbildung eine ausreichend große Kombination aus optischer Dicke und effektivem Radius voraussetzt. Je größer der Wert der optischen Dicke ist, um so kleiner können die räumlich korrespondierenden Radien sein und umgekehrt.

Für die Verteilung in Abb. 39 wurde sowohl eine lineare als auch eine exponentielle Regressionsgleichung bestimmt, wobei letztendlich die exponentielle Regression mit einem Bestimmtheitsmaß (r^2) von 0,89 der linearen Regression ($r^2 = 0,87$) vorgezogen wurde.

Zur Bestimmung eines autoadaptiven Schwellwerts des effektiven Radius in Abhängigkeit der optischen Dicke wird deshalb die empirisch abgeleitete Funktion

$$THV_{a_{ef}} = a \exp(b\tau), \quad (75)$$

mit $a = 45,7$ und $b = -0,02$ verwendet, die ebenfalls in Abb. 39 dargestellt ist. Es ist anzumerken, dass die Differenzen zwischen linearer und exponentieller Regression für optische Dicken zwischen 10 und 55 kleiner -10% sind und somit alle im Toleranzbereich der Wolkenparameterretrievals liegen. Erst für optische Dicken größer 58, die nach Gl. 75 zu einem Schwellwert des effektiven Radius kleiner $13 \mu\text{m}$ führen würden, sind die Differenzen größer als 15% . Derart extreme Kombinationen aus optischer Dicke und effektivem Radius sind jedoch in realen Wolken nicht zu erwarten.

4.2.1.3 Abgrenzung konvektiver und stratiformer Niederschlagsprozesse

Wie bereits eingangs erwähnt, soll innerhalb der auf Basis der Wolkenparameter erfassten Niederschlagsfelder eine Unterscheidung zwischen stratiform regnenden und deutlich konvektiv dominierten Wolkenregionen möglich sein. Diese Prozessidentifikation geht auf die Enhanced CST (ECST, REUDENBACH 2003) zurück, die wiederum auf der die Convective Stratiform Technique (CST) von ADLER & NEGRI (1988) aufbaut.

Die entscheidende Innovation der ECST liegt in der Berücksichtigung eines Kanals im wasserdampfabsorbierenden Spektrum bei $6,7 \mu\text{m}$ (T_{WV}) zusätzlich zum $11 \mu\text{m}$ IR-Kanal (T_{IR}). Nach TJEMKES et al. (1997, vgl. auch OTTENBACHER & SCHMETZ 1994) sind die Schwarzkörpertemperaturen der Oberflächen hochreichender, optisch dicker Wolken im Bereich der Wasserdampfbanden (WV) wärmer als im IR-Spektrum. Positive Temperaturdifferenzen zwischen T_{WV} und T_{IR} lassen folglich den Rückschluss auf die Tropopause-temperatur und damit eine statistische Abgrenzung der für sommerliche Starkniederschläge verantwortlichen, hochreichenden Cumulonimbus-

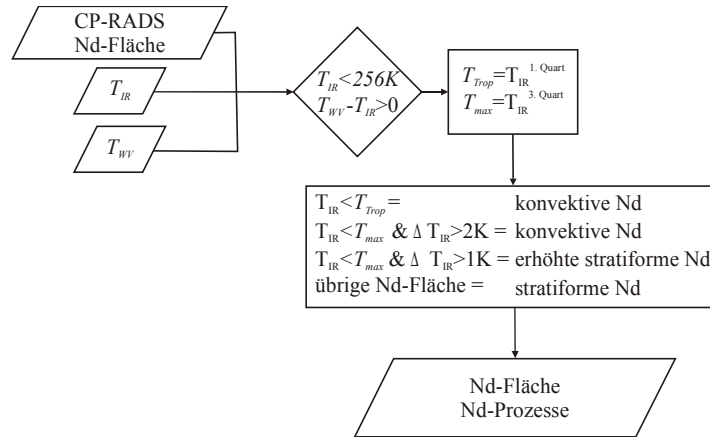


Abbildung 40: Übersicht über das CI-RADS-Schema.

Quelle: verändert nach REUDENBACH (2003).

Nimbostratus-Wolkenkomplexe zu und ermöglichen somit auch eine Abgrenzung konvektiver Prozesse von stratiformen Niederschlagsflächen (vgl. Kap. 2.3 bzw. Abb. 5).

Abbildung 40 zeigt das Identifikationsschema des im Folgenden als Convection Identification RADS (CI-RADS) bezeichneten Algorithmus. Zunächst wird die in der Regel unimodale Häufigkeitsverteilung aller Pixel mit $T_{IR} < 256 \text{ K}$ und $T_{WV} - T_{IR} > 0 \text{ K}$ analysiert. Der T_{IR} -Wert des 1. Quartils der Verteilung stellt die Temperatur der Tropopause (T_{Trop}), der des 3. Quartils die maximale Wolkenoberflächentemperatur für Regionen mit erhöhten stratiformen Niederschlägen (T_{max}) dar. Pixel mit $T_{IR} < T_{Trop}$ oder mit $T_{Trop} < T_{IR} < T_{max}$ und einem Temperaturgradienten zu den Nachbarpixeln größer 2 K, werden als konvektiv klassifiziert. Potentiell erhöhte Regenraten ($T_{IR} < T_{max}$), jedoch nur Temperaturgradienten zwischen 1 und 2 K aufweisende Pixel stellen Regionen verstärkter stratiformer Niederschläge in unmittelbarer Umgebung von konvektiven Kernen dar. Weitere Ausführungen sowie eine umfassende Validierung dieses Identifikationsschemas sind bei REUDENBACH (2003) zu finden.

Die zusätzliche Implementierung der CI-RADS-Technik ermöglicht folglich eine prozessorientierte Differenzierung von Teilen der in CP-RADS erfassten Niederschlagsfläche. Dabei können konvektiv geprägte Regionen von stratiform regnenden Bereichen unterschieden werden. Eine flächenmäßig vollständige Untergliederung der Prozesse ist mit CI-RADS jedoch nicht möglich, da der Algorithmus auf den bisher üblichen Konzepten zur Ableitung der Niederschlagsfläche beruht, die gerade in den Mittelbreiten Defizite aufweisen (vgl. Kap. 2.2). Die von CI-RADS klassifizierten Prozesse sind deshalb räumlich auf die von den WV-/IR-Verfahren erfassbaren Niederschlagsflächen beschränkt, die in der Regel kleiner als bzw. maximal gleich groß wie die durch die neue CP-RADS-Technik ermittelten Flächen sind (vgl. Kap. 5). Die ausschließlich durch das CP-RADS-Modul identifizierten

Niederschlagsregionen werden als stratiform regnend interpretiert. Eine genauere Differenzierung dieser Bereiche, z.B. auf Basis der abgeleiteten Wolkenparameter, ist im Rahmen zukünftiger Studien geplant.

4.3 Zusammenfassende Übersicht über das Rain Area Delineation Scheme RADS zur Erfassung der Niederschlagsfläche in den Mittelbreiten

Zusammenfassend ist in Abb. 41 eine Übersicht über den Ablauf der neu entwickelten Verfahrenskombination aus SACURA und RADS zur Ableitung der Niederschlagsfläche über Mitteleuropa bzw. vergleichbarer Regionen der Mittelbreiten dargestellt. Ausgangspunkt sind die empfangenen Satellitendaten, die zunächst im Rahmen der operationellen MODIS-Prozessierungskette (MOPS) vorverarbeitet werden. Die resultierenden, geokorrigierten und kalibrierten Satellitenszenen bilden die Grundlage für die Berechnung der optischen Wolkendicke und des effektiven Wolkentropfenradius durch das erweiterte SACURA-Verfahren. Dafür notwendige Zusatzdaten der Bodenalbedo sowie eine binäre Wolkenmaske zur Abgrenzung der wolkenfreien und bewölkten Flächen werden ebenfalls in MOPS berechnet. Die Abgrenzung regnender und nicht-regnender Wolkenregionen erfolgt anschließend in der neu entwickelten CP-RADS-Technik, und die hieraus resultierenden Niederschlagsfelder können abschließend mittels CI-RADS prozessorientiert in konvektive und stratiforme Niederschlagsgebiete untergliedert werden.

Die auf der Verwendung der Wolkenparameter in RADS beruhende Qualitätsverbesserung ergibt sich beispielhaft aus Abb. 42. In Abb. 42a ist die synoptische Situation für die MODIS-Szene vom 5. August 2002, 11:05 UTC, dargestellt. Die Druckverteilung resultiert aus dem Gegenspiel zwischen dem sich abschwächenden Hoch Elke und den im Nordwesten der Aufnahme bereits erkennbaren Frontenausläufern des heranziehenden Tiefs Ilse (vgl. Kap. 4.2.1.1).

Abbildung 42b zeigt die vom Radarnetzwerk des Deutschen Wetterdienstes erfassten Niederschlagsfelder für 11:00 UTC, denen die durch den CI-RADS-Algorithmus klassifizierten, durch konvektive bzw. erhöhte stratiforme Niederschläge dominierten Wolkenregionen überlagert sind. Da die Prozessidentifikation von CI-RADS, wie bereits erwähnt, auf einem WV-/IR-Verfahren beruht, können die hierdurch ausgewiesenen Niederschlagsprozeßflächen stellvertretend für die Qualität einiger der bisherigen operationellen Niederschlagsretrievals betrachtet werden. Es ist zu erkennen, dass im Norden nur vereinzelte Wolkencluster innerhalb des über weite Flächen regnenden Wolkenbandes von CI-RADS erkannt und auch die Niederschläge aus den nur schwach konvektiven, relativ warmen Wolken im Zentrum der Aufnahme zum größten Teil nicht erfasst werden.

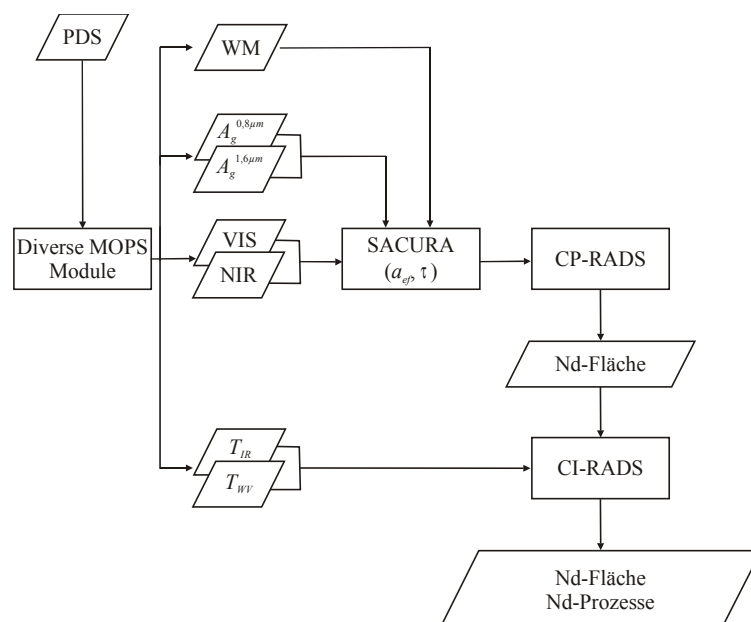


Abbildung 41: Überblick über die neu entwickelte Methodenkombination aus SACURA und RADS.

PDS repräsentiert die empfangenen MODIS-Daten, WM die Wolkenmaske, A_g die Untergrundalbeden, und VIS, NIR, T_{IR} und T_{WV} die jeweils verwendeten Satellitenkanäle.

In Abb. 42c sind die Ergebnisse der auf den Wolkenparametern beruhenden CP-RADS-Technik den Radardaten überlagert. Die großräumigen Niederschlagsflächen über Nord- und Mitteleuropa werden jetzt größtenteils erfasst, zum Teil geringfügig überschätzt, und nur im Zentrum der Aufnahme finden sich Wolken, die dem ersten Anschein nach ausschließlich vom Radarnetzwerk als regnend ausgewiesen wurden. In unmittelbarer räumlicher Nähe treten jedoch satellitenbasierte Niederschlagszellen auf, die bezüglich Größe und Form in hohem Maße mit den radarbasierten Flächen übereinstimmen, so dass beide Verfahren hier offenbar die gleichen Niederschlagsfelder erkennen. Der räumliche Versatz von einigen 10er Kilometern ist auf die angesprochenen, durch die Aufnahmeperspektive bedingten, unterschiedlichen Messkonzepte zurückzuführen.

Dieses erste Beispiel zeigt grundsätzlich das Potential der neu entwickelten Verfahrenskombination aus SACURA und RADS (bzw. CP-RADS). Für eine fundierte Bewertung der Qualität von RADS ist jedoch eine umfassende Validierungsstudie notwendig, deren Ergebnisse im folgenden Kapitel vorgestellt werden.

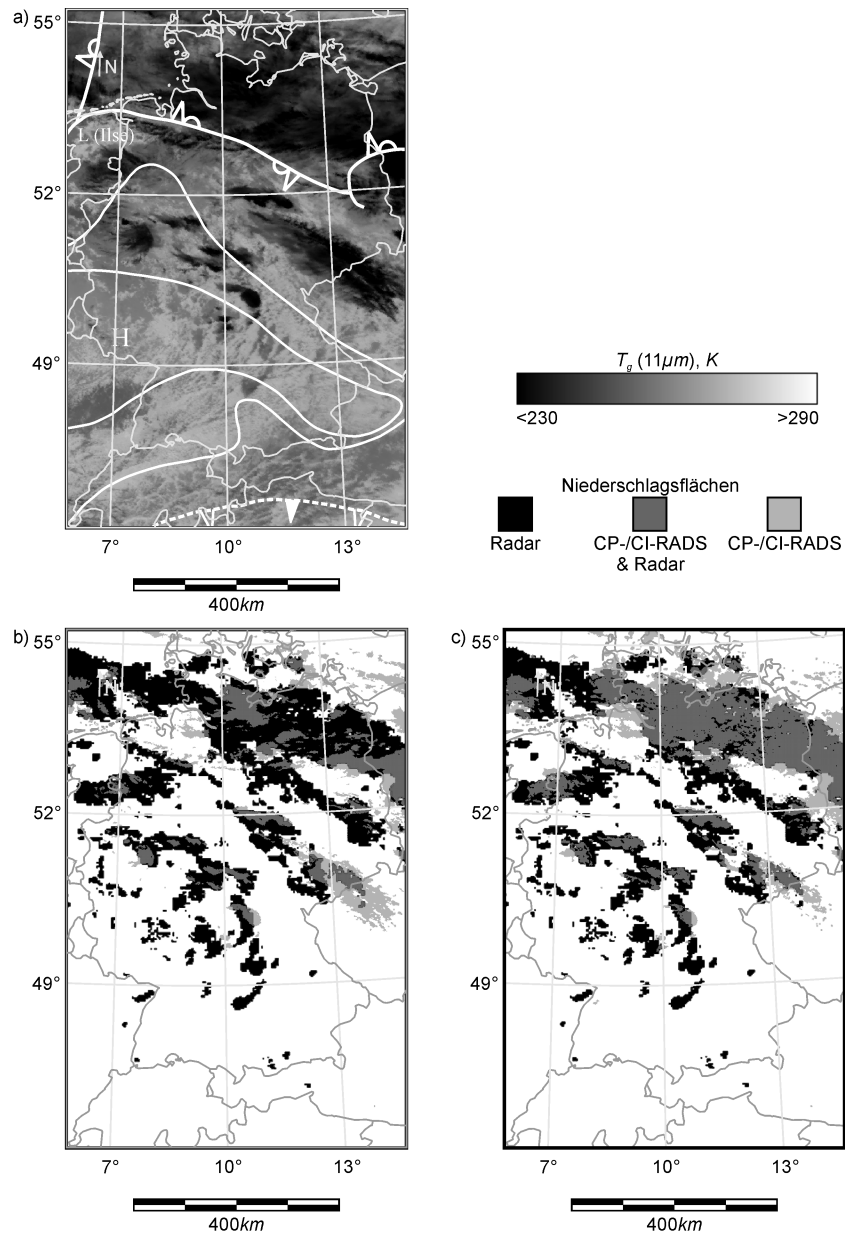


Abbildung 42: Vergleich der satelliten- und radarbasierten Niederschlagsflächen für die Terra-MODIS-Szene vom 05.08.2002, 11:05 UTC.

Abbildung (a) zeigt die Kanal 31 ($11\mu m$) überlagerte synoptische Situation, (b) den Vergleich der Niederschlagsflächen des CI-RADS-Algorithmus mit dem DWD-PC-Produkt und (c) den Vergleich der Radardaten mit der neu entwickelten CP-RADS-Technik.

5 Validierung des Rain Area Delineation Scheme RADS

Die Qualität des entwickelten Verfahrenskomplexes aus SACURA und RADS wurde auf der Grundlage von 221 Terra-MODIS-Szenen für den Zeitraum Januar bis August 2004 untersucht. Die MODIS-Szenen wurden keiner Vorauswahl unterzogen und stellen alle zentralen Überflüge dar, die in diesem Zeitraum an der Universität Marburg fehlerfrei empfangen wurden.

Nachfolgend werden zunächst die verwendeten Validierungstests vorgestellt, bevor die Testresultate beispielhaft an zunächst drei ausgewählten MODIS-Szenen diskutiert werden. Daran anschließend findet sich eine zusammenfassende Darstellung der Validierungsergebnisse aller einbezogenen MODIS-Szenen.

5.1 Strategie zur Validierung und dichotomer Niederschlagsinformationen und verwendete statistische Testverfahren

Im Rahmen der International Precipitation Working Group (IPWG), einer Arbeitsgruppe der Coordination Group for Meteorological Satellites (CGMS) und der World Meteorological Organization (WMO), wurde 2003 ein Validierungsprojekt mit dem Ziel gegründet, weltweit und in nahezu Echtzeit die eingesetzten Niederschlagsalgorithmen und Vorhersagemodelle mit Bodenradarmessungen und Niederschlagsstationen zu vergleichen. Hierzu gehört auch die Verwendung einheitlicher Testverfahren. Der Fokus der Tests beruht auf dem Qualitätsbegriff von MURPHY (1993), der damit die Übereinstimmung (Treffgenauigkeit) zwischen Produkt und Referenz beschreibt und auf dem die meisten meteorologischen Verifizierungen aufbauen. Vor dem Hintergrund der Einbindung des neu entwickelten RADS in die Aktivitäten der IPWG werden die von ihr vorgeschlagenen Testverfahren auch in dieser Arbeit verwendet.

5.1.1 Datengrundlage für die Validierung dichotomer Niederschlagsinformationen

Die durch RADS generierten Niederschlagsprodukte sind dichotom, weisen also binäre Niederschlagsinformationen (ja/nein) pro Pixel auf. Als Referenzdatensätze wurden die auf Radarmessungen basierenden PC-Produkte des DWD verwendet. Die maximale zeitliche Abweichung zwischen Satellitenüberflug und Radarmessung beträgt durch den 15-minütigen Scanzyklus der DWD-Radargeräte 7,5 Minuten.

Der Vorteil der Radardaten gegenüber den ebenfalls häufig in Evaluierungsstudien verwendeten Stationsmessungen liegt darin, dass sie direkt die räumliche Verteilung der Niederschlagsfelder mit der höchsten Genauigkeit aller operationellen, bodengebundenen Verfahren erfassen und nicht erst räumlich interpoliert werden müssen. Zudem könnte bei der Verwendung von Stationsdaten die Validierung nicht auf Aufnahmebasis durchgeführt werden, da zum Ausgleich der auf der physikalisch unbegründeten Skalierung der Punktmessungen im Raum beruhenden Fehler eine zeitliche Integration (Tage bis Monate) der Referenz- und somit auch der Satellitendaten notwendig würde (z.B. ADLER et al. 2001; ADLER et al. 2002; EBERT & WEYMOUTH 2003; SMITH et al. 2004). Auf die im Rahmen einiger Studien durchgeführte, kontinuierliche Kalibrierung der radarbasierten Niederschlagsraten durch konventionelle Stationsmessungen (z.B. EBERT 2004; JANOWIAK 2004; KIDD 2004) kann verzichtet werden, da nicht die Niederschlagsmenge, sondern die Niederschlagsfläche verglichen wird, die in ihrem Ausmaß durch eine derartige Kalibrierung nicht verändert würde.

Es ist anzumerken, dass auch die auf Radardaten basierende Abgrenzung der Niederschlagsfläche von den in Kap. 3.2.1 beschriebenen Fehlerquellen beeinflussbar ist und somit nicht von einer absoluten, „wahren“ Referenz gesprochen werden kann. Streng genommen müsste daher von einer Vergleichs- bzw. Evaluierungsstudie und nicht von einer Validierung des Verfahrens gesprochen werden (vgl. EBERT 2002). Die Begriffe werden im Rahmen dieses Kapitels jedoch synonym verwendet, und das zu untersuchende Produkt, in diesem Fall also die satellitenbasierte Niederschlagsfläche, wird dann als korrekt angesehen, wenn es mit den Referenzdaten übereinstimmt. Die Verwendung von Begriffen wie Über- bzw. Unterschätzung der Niederschlagsfläche ist ebenfalls in diesem Kontext zu betrachten. Eine Diskussion der Einflüsse von Fehlern in Referenzdaten auf die Validierungsergebnisse ist bei KRAJEWSKI et al. (2000) zu finden.

5.1.2 Datenaufbereitung für die Validierung der MODIS-Produkte

Die Basis für die statistische Auswertung bildet eine Kontingenztafel (vgl. Tab. 8). Die Tabelle umfasst 9 Felder, in denen die Anzahl der jeweils als regnend (Index j) bzw. nicht-regnend (Index n) eingestuft Pixel der Produkt- und Referenzdaten sowie alle möglichen Kombinationen erfasst werden. Zeigen sowohl die Satelliten- als auch die Radardaten die gleiche Eigenschaft für ein Pixel an, so wird dies im Folgenden für regnende Pixel als „Treffer“ (S_jR_j) und für nicht-regnende Pixel als „korrekt negativ“ (S_nR_n) bezeichnet. Zeigt nur einer der beiden Datensätze Niederschlag, gilt das als „falscher Alarm“ (S_jR_n) bzw. als „übersehen“ (S_nR_j). Die jeweilige Summe der Pixel, die in den Satelliten- bzw. Radardaten als regnend bzw. nicht-regnend klassifiziert wurden, ist durch S_j , S_n , R_j und R_n angegeben und die Gesamtzahl aller in den Vergleich mit einbezogenen Pixel ist T_{SR} .

Aufgrund der Problematik des Einsatzes von Radarmessungen im alpinen Gelände (z.B. Bodenclutter) wurde der unmittelbare Alpenraum nicht berücksichtigt und nur die jeweils 558.997 Pixel umfassende Fläche nördlich der Alpen, die im offiziellen Gültigkeitsbereich des PC-Produkts liegt, in den Vergleich mit einbezogen (vgl. z.B. Abb. 43). Insgesamt basiert die Validierungsstudie somit auf rund $124 \cdot 10^6$ Datenpaaren, wobei die Klasse 0 der PC-Produkte für niederschlagsfreie, alle übrigen Klassen für regnende Pixel stehen (vgl. Tab. 2).

Pro Szene wurden drei unterschiedliche Kontingenztabellen generiert. Im ersten Fall wurden alle im Satellitenprodukt identifizierten Niederschlagsflächen auf Pixelebene mit den Referenzdaten verglichen. Die Testergebnisse stellen somit ein auf 1 km^2 genaues Qualitätsmaß dar. Im zweiten Fall wurden auf Produktseite nur solche Niederschlagsflächen berücksichtigt, die auch vom CI-RADS-Algorithmus identifiziert wurden. Hierdurch wird eine bessere Einschätzung der Qualität der neu entwickelten CP-RADS-Technik analog zu Abb. 42 möglich, da, wie bereits erwähnt, die von CI-RADS ausgewiesenen Niederschlagsregionen in erster Näherung als repräsentativ für einige der bisher operationellen WV-/IR-Niederschlagsretrievals angesehen werden können.

Die dritte Version der Kontingenztafel soll den Einfluss von Lagefehlern reduzieren. Diese sind überwiegend auf die unterschiedlichen Beobachtungsperspektiven von Satelliten- und Radardaten zurückzuführen, da die Satellitendaten die zu Niederschlägen führenden Wolkenoberflächen abgrenzen, die Radargeräte aber die, z.B. durch Winddrift, deutlich gegenüber den Wolkenregionen versetzten Niederschlagstropfen in Bodennähe erfassen. Dieser Einfluss wird durch den zeitlichen Versatz der Produkt- und Referenzdaten unter Umständen noch erhöht. In der Regel werden Lagefehler durch eine zeitliche sowie räumliche Aggregation über Stunden bis Tage und 20 bis 100 km minimiert, was zudem die Fehlerwahrscheinlichkeit in den Referenzdatensätzen reduziert (vgl. WWRP/WGNE 2005; MBRC 2005;

Tabelle 8: Übersicht über die Felderkombinationen der verwendeten Kontingenztabelle.

	Radar ja	Radar nein	Gesamt
Satellit ja	$S_j R_j$	$S_j R_n$	S_j
Satellit nein	$S_n R_j$	$S_n R_n$	S_n
Gesamt	R_j	R_n	T_{SR}

NOAA 2005; KIDD 2004). Da jedoch eine zeitliche Aggregation nur bei quasi-kontinuierlichen Messungen, z.B. bei Verwendung geostationärer Sensoren, möglich wäre und nicht auf die täglichen MODIS-Szenen angewendet werden kann, wird bei der dritten Art der Werterfassung für die Kontingenztabelle ein räumlicher Toleranzbereich eingeräumt. Über ein als „Treffer“ bzw. „korrekt negativ“ bewertetes Pixel entscheidet folglich nicht mehr das unmittelbar korrespondierende Referenzpixel, sondern es ist ausreichend, wenn ein Pixel innerhalb einer 20-km-Toleranz die gleiche Eigenschaft wie das aktuelle Produktpixel aufweist. Es ist anzumerken, dass die Berücksichtigung der räumlichen Toleranz sowohl die in den Test einfließende Fläche an den Grenzen der Aufnahme verringert, als auch die Summe der im Radar als regnend bzw. nicht-regnend gezählten Pixel verändert. Ersteres ist verantwortlich für geringfügige Veränderungen des Niederschlagsflächenanteils in den Satellitendaten, letzteres führt bei kleinräumig sehr differenzierten Niederschlagsfeldern zu Abweichungen im radarbasierten Niederschlagsflächenanteil von mehreren Prozentpunkten (vgl. Tabellen in Abb. 43 bis 45).

5.1.3 Verwendete statistische Testwerte

Die im Folgenden beschriebenen und im Rahmen der Validierung verwendeten Tests sind, sofern nicht explizit vermerkt, STANSKI et al. (1989) sowie den gemeinsamen Zusammenstellungen des World Weather Research Program (WWRP) und der WMO Working Group on Numerical Experimentation (WGNE, WWRP/WGNE 2005) entnommen. Ausgangsbasis für die Berechnung der Testwerte sind die vorgestellten und auf drei unterschiedliche Arten generierten Kontingenztabellen.

Accuracy

Die *Accuracy* gibt die Genauigkeit des Produkts an, indem sie den Anteil der korrekt identifizierten Pixel nach

$$Accuracy = \frac{S_j R_j + S_n R_n}{T_{SR}} \in [0; 1], \quad optimal : 1, \quad (76)$$

berechnet. Der Wertebereich dieses Tests liegt zwischen 0 und 1, und eine optimale Übereinstimmung würde durch den Wert 1 wiedergegeben. Da innerhalb einer Satellitenszene in der Regel der Anteil der niederschlagsfreien

Fläche deutlich größer ist als der Anteil der regnenden Fläche, kann das Ergebnis des Tests oft durch die große Anzahl von $S_n R_n$ dominiert und deshalb irreführend sein.

Bias

Der bereits in Kap. 4.2 vorgestellte *Bias* ist ein Indikator für die Tendenz des Produkts zur Über- ($Bias > 1$) bzw. Unterschätzung ($Bias < 1$) der Niederschlagsfläche und berechnet sich nach

$$Bias = \frac{S_j R_j + S_j R_n}{S_j R_j + S_n R_j} = \frac{S_j}{R_j} \in [0; \infty], \quad optimal : 1. \quad (77)$$

Der optimale Wert liegt bei 1. Theoretisch ist ein *Bias* von 1 auch ohne jegliche räumliche Übereinstimmung möglich. Eine visuelle Untersuchung aller 221 verwendeten Aufnahmen zeigte jedoch, dass, mit Ausnahme von vier nahezu niederschlagsfreien Szenen (Niederschlagsflächenanteil $\approx 1\%$), alle Aufnahmen eine hohe räumliche Überschneidung der im Satellitenbild und Radarprodukt identifizierten Niederschlagsflächen aufweisen.

Probability of detection

Die *Probability of detection* (*POD*) gibt den Anteil der im Satellitenverfahren korrekt als regnend klassifizierten Pixel in Bezug auf die laut Radardaten tatsächlich regnende Pixelsumme an:

$$POD = \frac{S_j R_j}{S_j R_j + S_n R_j} = \frac{S_j R_j}{R_j} \in [0; 1], \quad optimal : 1. \quad (78)$$

Der Wertebereich liegt, wie bei allen Wahrscheinlichkeiten, zwischen 0 und dem optimalen Wert 1. Nachteilig ist, dass sich die *POD* durch die Erhöhung der Anzahl regnender Pixel in der Satellitenszene künstlich verbessern lässt, weil damit die Wahrscheinlichkeit für $S_j R_j$ steigt. Zusammen mit der *POD* sollte deshalb auch die korrespondierende *false alarm ratio* angegeben werden.

False alarm ratio

Die *False alarm ratio* (*FAR*) gibt den Anteil der satellitenbasierten Niederschlagsfläche an, die fälschlicherweise als regnend klassifiziert wurde und berechnet sich nach

$$FAR = \frac{S_j R_n}{S_j R_j + S_j R_n} = \frac{S_j R_n}{S_j} \in [0; 1], \quad optimal : 0. \quad (79)$$

Die *FAR* hat den gleichen Wertebereich wie die *POD*, jedoch den optimalen Wert 0.

Probability of false detection

Die *Probability of false detection (POFD)* unterscheidet sich von der *FAR* dadurch, dass sie den Anteil der radarbasierten, niederschlagsfreien Fläche angibt, die im Satellitenbild fälschlicherweise als regnend identifiziert wurde. Die Basis ist damit nicht S_j sondern R_n :

$$POFD = \frac{S_j R_n}{S_j R_n + S_n R_n} = \frac{S_j R_n}{R_n} \in [0;1], \quad \text{optimal} : 0. \quad (80)$$

Der optimalen Wert von 0 kann künstlich erreicht werden, wenn die Anzahl der als regnend identifizierten Pixel im Satellitenbild verringert wird, womit auch die Wahrscheinlichkeit für einen falschen Alarm ($S_j R_n$) sinkt.

Critical success index

Der *Critical success index (CSI)* fokussiert auf die Produkt/Referenz Kombinationen, die für ein Niederschlagsereignis auf einem Pixel stehen und berechnet sich nach

$$CSI = \frac{S_j R_j}{S_j R_j + S_n R_j + S_j R_n} \in [0;1], \quad \text{optimal} : 1. \quad (81)$$

Zwar werden die Fehlerursachen eines nicht optimalen *CSI* mit Werten kleiner 1 nicht aufgelöst, da sowohl falsche Alarmer ($S_j R_n$) als auch nicht erkannte Ereignisse ($S_n R_j$) mit einbezogen werden, jedoch ist der *CSI* nicht wie beispielsweise die *Accuracy* von den in der Regel größeren, nicht-regnenden Flächenanteilen abhängig.

Equitable threat score

Der *Equitable threat score (ETS)* bezieht wie der *CSI* nur die im Satelliten- und/oder Radardatensatz als regnend klassifizierten Pixel mit ein, berücksichtigt jedoch im Unterschied zum *CSI* auch die Wahrscheinlichkeit für zufällige Übereinstimmungen zwischen den Daten. Daher wird Zähler und Nenner im *ETS* um

$$P(S_j R_j) = \frac{(S_j R_j + S_n R_j)(S_j R_j + S_j R_n)}{T_{SR}} \quad (82)$$

zu

$$ETS = \frac{S_j R_j - P(S_j R_j)}{S_j R_j + S_n R_j + S_j R_n - P(S_j R_j)} \in [-1/3;1], \quad \text{optimal} : 1 \quad (83)$$

ergänzt. So wird z.B. der Einfluss prinzipiell häufiger auftretender Niederschlagsereignisse in feuchten gegenüber trockenen Klimaten relativiert, da in ersteren die Wahrscheinlichkeit für ein korrekt als regnend identifiziertes Pixel von vorne herein höher ist.

Hansen Kuipers discriminant

Die *Hansen Kuipers discriminant (HKD)* ist ein Maß für die Fähigkeit des Satellitenverfahrens, zwischen regnenden und nicht-regnenden Pixeln zu unterscheiden und verwendet als erster bisheriger Test alle Werte der Kontingenztafel:

$$HKD = \frac{S_j R_j}{S_j R_j + S_n R_j} - \frac{S_j R_n}{S_j R_n + S_n R_n} = POD - POFD \quad (84)$$

$$\in [-1; 1], \quad \text{optimal} : 1$$

Ähnlich wie für die *POD* sind für aussagekräftige Ergebnisse der *HKD* häufig auftretende Ereignisse notwendig, so dass die *HKD* bei Szenen mit nur vereinzelt, kleinen Niederschlagsflächen von einer Interpretation ausgenommen werden sollte.

Heidke skill score

Wie beim *ETS* wird auch beim *Heidke skill score (HSS)* die zufallsbedingte Wahrscheinlichkeit korrekt identifizierter Pixel berücksichtigt. Diesmal werden jedoch auch die korrekt als nicht-regnend identifizierten Pixel über

$$P(S_j R_j; S_n R_n) = \frac{1}{T_{SR}} \left[(S_j R_j + S_n R_j) (S_j R_j + S_j R_n) + (S_n R_n + S_n R_j) (S_n R_n + S_j R_n) \right] \quad (85)$$

in den Vergleich mit einbezogen:

$$HSS = \frac{S_j R_j + S_n R_n - P(S_j R_j; S_n R_n)}{T_{SR} - P(S_j R_j; S_n R_n)} \quad (86)$$

$$\in [-\infty; 1], \quad \text{optimal} : 1$$

Die Korrektur der zufälligen Wahrscheinlichkeit richtig identifizierter Pixel verringert folglich den in der Regel großen Einfluss der korrekt als niederschlagsfrei identifizierten Flächen.

Odds ratio

Die *Odds ratio (OR)* gibt die Wahrscheinlichkeit eines richtig identifizierten Pixels gegenüber der eines falsch ausgewiesenen Pixels ($S_j R_n$) an:

$$OR = \frac{S_j R_j + S_n R_n}{S_n R_j + S_j R_n} \in [0; \infty], \quad \text{optimal} : \infty \quad (87)$$

Sie kann auch als der Quotient aus $POD / (1 - POD)$ dividiert durch den Quotienten aus $POFD / (1 - POFD)$ angesehen werden. Nachteilig ist v. a., dass der optimale Wert unendlich und die Güte von *OR* somit schwer differenzierbar ist.

5.2 Ergebnisse der Validierungsstudie

Die nachfolgenden Kapitel zeigen die Ergebnisse der Vergleichsstudie auf der Grundlage der soeben beschriebenen, statistischen Tests. Auf eine detaillierte Beschreibung und graphische Darstellung jeder einzelnen der 221 verwendeten MODIS-Szenen wird verzichtet, da dies für eine quantitative Bewertung des neu entwickelten RADS an dieser Stelle nicht notwendig ist und den Rahmen der vorliegenden Arbeit übersteigen würde. Um eine bessere Interpretation der Testergebnisse zu ermöglichen, werden im Folgenden zunächst die Validierungsergebnisse für drei MODIS-Aufnahmen genauer vorgestellt. Die Auswahl der drei Szenen erfolgte auf Basis der Testergebnisse, so dass jeweils eine Szene als repräsentativ für die Gruppe der mäßig guten bis hin zur sehr guten Übereinstimmung zwischen Produkt- und Referenzdaten angesehen werden kann.

5.2.1 Ergebnisse ausgewählter MODIS-Szenen

Die in den nachfolgenden drei Fallstudien dargestellten Abbildungen sind identisch aufgebaut. Abbildung a zeigt jeweils den 11 μm Kanal der verwendeten MODIS-Szenen als Temperaturbild, Abbildung b die aus den Satellitendaten abgeleitete Niederschlagsfläche und Abbildung c den Vergleich zwischen Satelliten- und Radarprodukt.

Die Niederschlagsfläche in Abbildung b beruht auf der neu entwickelten, die Wolkenparameter berücksichtigenden CP-RADS-Technik. Zudem sind innerhalb dieser Flächen die vom CI-RADS-Algorithmus erfassten Bereiche gekennzeichnet, die, wie bereits angesprochen, als stellvertretend für die Qualität einiger der bisher gängigen Niederschlagsretrievals angesehen werden können. Anzumerken ist, dass auch bei einer unabhängigen Anwendung der CI-RADS- und CP-RADS-Algorithmen die durch CI-RADS ausgewiesene Niederschlagsfläche immer innerhalb der von CP-RADS identifizierten Flächen liegt.

In Abbildung c ist jeweils die Überlagerung der Ergebnisse der CP-RADS-Technik mit dem PC-Radarprodukt des DWD dargestellt. Die drei Kategorien repräsentieren Flächen, die nur vom PC-Produkt (1), nur von RADS (2) sowie von beiden gemeinsam (3) als regnend klassifiziert wurden.

5.2.1.1 Die MODIS-Szene vom 07.04.2004

Abbildung 43 zeigt die MODIS-Szene vom 07.04.2004, 09:56 UTC. Die Wolkenfelder sind das Resultat einer komplexen Wettersituation über Mitteleuropa, bei der Deutschland zwischen einem sich nur langsam nach Osten fortbewegenden Tiefdruckgebiet über Schleswig-Holstein bzw. Dänemark

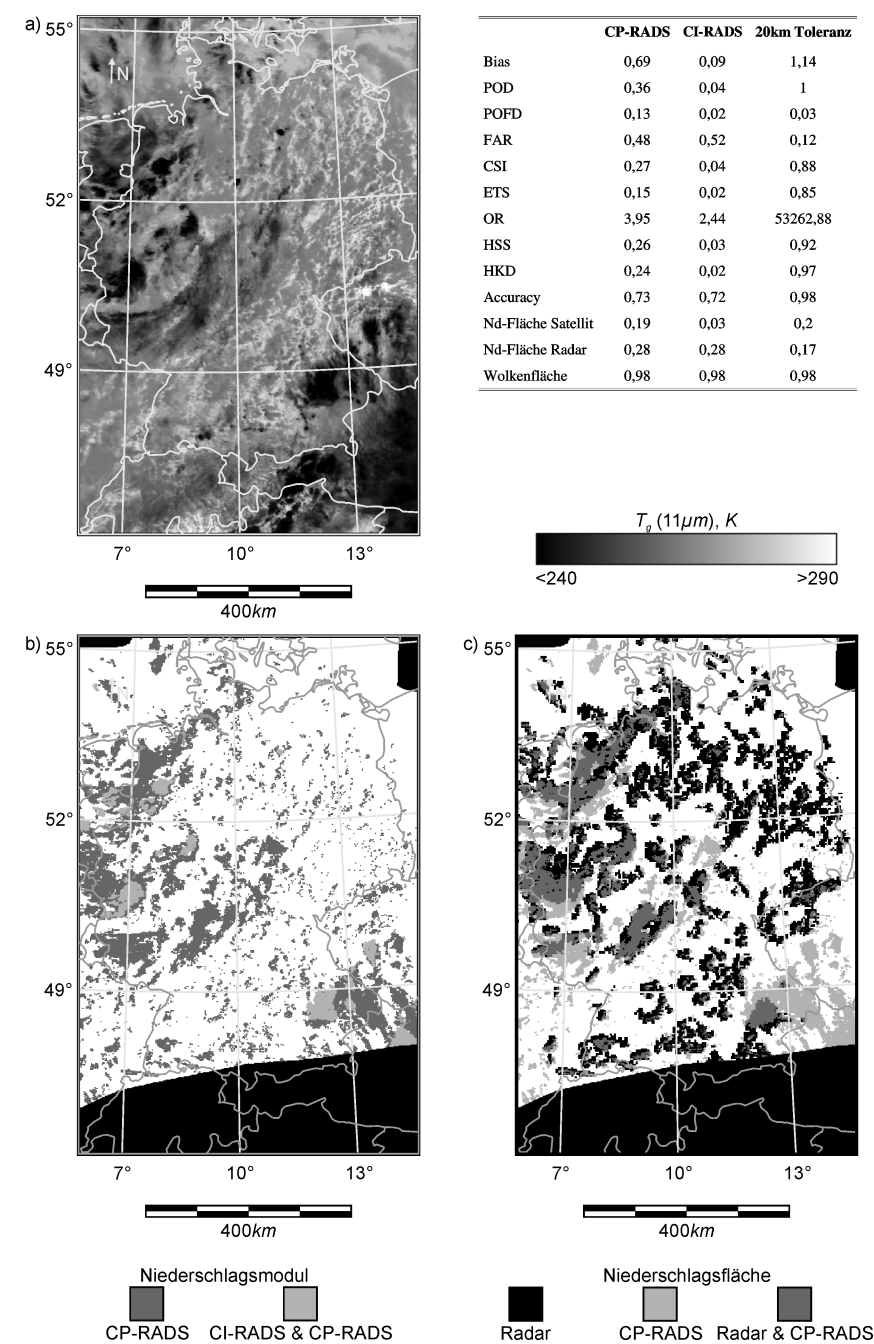


Abbildung 43: Vergleich der satelliten- und radarbasierten Niederschlagsflächen für die Terra-MODIS-Szene vom 07.04.2004, 09:56 UTC.

Abbildung (a) zeigt die Verteilung der Oberflächentemperatur im Kanal 31 (11 μm), (b) die aus den Satellitendaten abgeleitete Niederschlagsfläche und (c) den Vergleich der Niederschlagsflächen des Satelliten- und DWD-PC-Produkts.

und einem weiteren Tief über Oberitalien lag. Auf diese Weise kam es kontinuierlich zum Kontakt feucht-kalter Luftmassen polaren Ursprungs aus Nordwesten und warmer Luftmassen aus Südosten, was immer wieder zu hochreichenden Konvektionsprozessen in Verbindung mit teils heftigen Niederschlägen und Gewittern führte. Ansätze solcher Konvektionsprozesse sind sowohl im Nordwesten als auch im Südosten als kalte, kompakte Wolkenflächen zu erkennen und werden zusätzlich zur CP-RADS- auch von der CI-RADS-Technik als regnend eingestuft (vgl. Abb. 43b). Im Vergleich zu den Radarprodukten (Abb. 43c) zeigt sich, dass bei einer Begrenzung auf die von CI-RADS erfassten Regionen weite Bereiche der Niederschlagsfläche nicht identifiziert werden. Für die Regenflächen aus CP-RADS ist im Bereich der kalten Wolken im Westen die Übereinstimmung zwischen Satelliten- und Radardaten am größten. Im Südosten der Aufnahme werden die durch beide Techniken (PI- und CP-RADS) identifizierten Niederschläge auch vom PC-Produkt erfasst, während die umliegenden Wolkenbereiche, die nur von CP-RADS als regnend klassifiziert werden, eine Überschätzung der Niederschlagsfläche durch das Satellitenverfahren nahe legen, da, zumindest vom Radarstandort Eisberg aus gesehen, keine stärkeren Niederschläge die Region abgeschattet haben können. Die Überschätzung der Niederschlagsfläche geht auf das Erreichen des Sättigungswertes der effektiven Wolkentropfenradien von $35\text{ }\mu\text{m}$ zurück, wodurch die Niederschlagszuweisung ausschließlich auf den Werten der optische Dicke beruht, die aber ebenfalls für den gesamten Wolkenbereich Werte von über 30 aufweist.

Die den Nordosten und Süden der Aufnahme dominierenden Niederschläge aus cumuliformen Wolken sind im Radarprodukt flächiger und werden im Satellitenverfahren häufig nur im jeweiligen Wolkenkern erkannt. Die Ursachen liegen zum einen in den bereits erwähnten, unterschiedlichen Aufnahmeperspektiven und Messkonzepten der Satelliten- und Radardaten, die besonders bei kleinen Niederschlagsflächen zu signifikanten Unterschieden führen können. Zum anderen gewinnen im Bereich der Wolkenränder dreidimensionale Strahlungsinteraktionen zunehmend an Bedeutung, so dass die am Sensor empfangenen Reflexionswerte nicht mehr dem Konzept von SACURA entsprechen, das auf ausgedehnten, oberflächenparallelen und homogenen Wolkenschichten basiert. Wie bereits angesprochen, ist eine operationelle Korrektur dieser 3-D-Strahlungseffekte nicht möglich (vgl. Kap. 4.1.5.4), so dass die abgeleiteten Wolkenparameter zufällige Fehler aufweisen. Eine Berücksichtigung dieser Fehler bei der autoadaptiven Bestimmung der Schwellwerte in der CP-RADS-Technik ist daher nicht möglich.

Die Testergebnisse sind in der Tabelle in Abb. 43 zusammengefasst. Insgesamt weist die Szene eine Wolkenbedeckung von 98% mit Oberflächentemperaturen regnender Wolken von mehr als 270 K auf. Gegenüber dem Radarprodukt, das 28% aller Pixel als regnend identifiziert, umfasst die Niederschlagsfläche im Satellitenprodukt nur 19%, was einen *Bias* von 0,69 für den pixelbasierten Vergleich bedingt und insgesamt eine Unterschätzung der Niederschlagsfläche durch das Satellitenverfahren anzeigt. Gegenüber dem *Bias* von 0,09 für die durch CI-RADS identifizierten Flächen ergibt sich bei Verwendung von CP-RADS dennoch eine Verbesserung von etwa Faktor

7,7. Ähnliche Verbesserungen ergeben sich auch beim Vergleich der übrigen Kenngrößen. So werden auf Pixelbasis durch die CP-RADS-Technik jetzt 36% statt vorher 4% der tatsächlich laut Radarprodukt regnenden Pixel erkannt (*POD*) und gleichzeitig wird der Anteil der im Satellitenverfahren fälschlicherweise als regnend klassifizierten Pixel um 4 Prozentpunkte gesenkt (*FAR*). Durch die gestiegene Anzahl der aufgrund von CP-RADS als regnend klassifizierten Pixel steigt jedoch die *POFD* von 2% auf 13%, was zu einer *HKD* von 0,24 führt. Bezieht man nur die zumindest in einem der beiden Datensätze als regnend klassifizierten Pixel mit ein (*CSI*), so wird die Anzahl der durch CP-RADS korrekt identifizierten Pixel gegenüber den CI-RADS-Ergebnissen um nahezu Faktor 7 auf 0,27 erhöht. Noch größere Faktoren (7,5 bis 8,5) zeigen sich für die Testverfahren, die zufällig korrekt identifizierte Pixel berücksichtigen (*HSS*, *ETS*). Die geringste Aussagekraft weisen die für CP-RADS und CI-RADS nahezu identische *Accuracy* und die *OR* auf, da erstere durch die Anzahl der nicht regnenden Pixel dominiert wird und letztere keinen endlichen Optimalwert besitzt.

Wie bereits erwähnt, werden die Ergebnisse von Niederschlagsmessungen bzw. -modellierungen für Vergleichsstudien in der Regel raum-zeitlich aggregiert (vgl. auch REUDENBACH 2003). Erlaubt man im aktuellen Fall einen Toleranzbereich von 20 km, so ergibt sich eine über alle statistischen Indizes hinwegreichende Verbesserung. Die *HKD* reicht mit 0,97 nahe an ihren optimalen Wert von 1,0 heran, der von der *POD* sogar erreicht wird. Trotz der hohen *POD* sinkt die *FAR* auf 12%, und *CSI*, *ETS* und *HSS* differieren ebenfalls um maximal 0,15 vom optimalen Wert.

Insgesamt zeigt Abbildung 43, obwohl sie hinsichtlich der pixelbasierten Testergebnisse im unteren Drittel aller 221 Aufnahmen einzuordnen ist, eine durchaus hohe visuelle Übereinstimmung zwischen Satelliten- und Radardaten. Vor allem im Vergleich zu den Werten der konventionellen Referenztechnik CI-RADS wird der signifikante Qualitätszuwachs deutlich. Weicht man von einer pixelbasierten Validierung ab und erlaubt eine geringe räumliche Toleranz von 20 km, so sind die Werte der Testindizes als sehr gut einzustufen.

5.2.1.2 Die MODIS-Szene vom 21.03.2004

Abbildung 44 zeigt die MODIS-Szene vom 21.03.2004, 10:51 UTC. Die nördlich der Alpen von Südwest nach Nordost streichenden Wolkenbänder markieren eine Kaltfront mit Abkühlung über alle Schichten, die zu einem Tiefdruckgebiet über der Ostsee gehört, das in der Nacht zum 21.03., teilweise mit Orkanstärke, von der Nordsee kommend über Dänemark hinweggezogen ist (vgl. Abb. 44a). Die aus Nordwesten einströmende, kühl-feuchte Luft traf über Deutschland auf sehr milde Luftmassen subtropischen Ursprungs und führte in der Nacht zu heftigen Niederschlägen mit bis zu 19 mm in 24 h. Aufgrund der schnellen Zuggeschwindigkeit kam es während des Tages jedoch nur noch zu vereinzelt, kurzen Schauern. Abbildung 44b

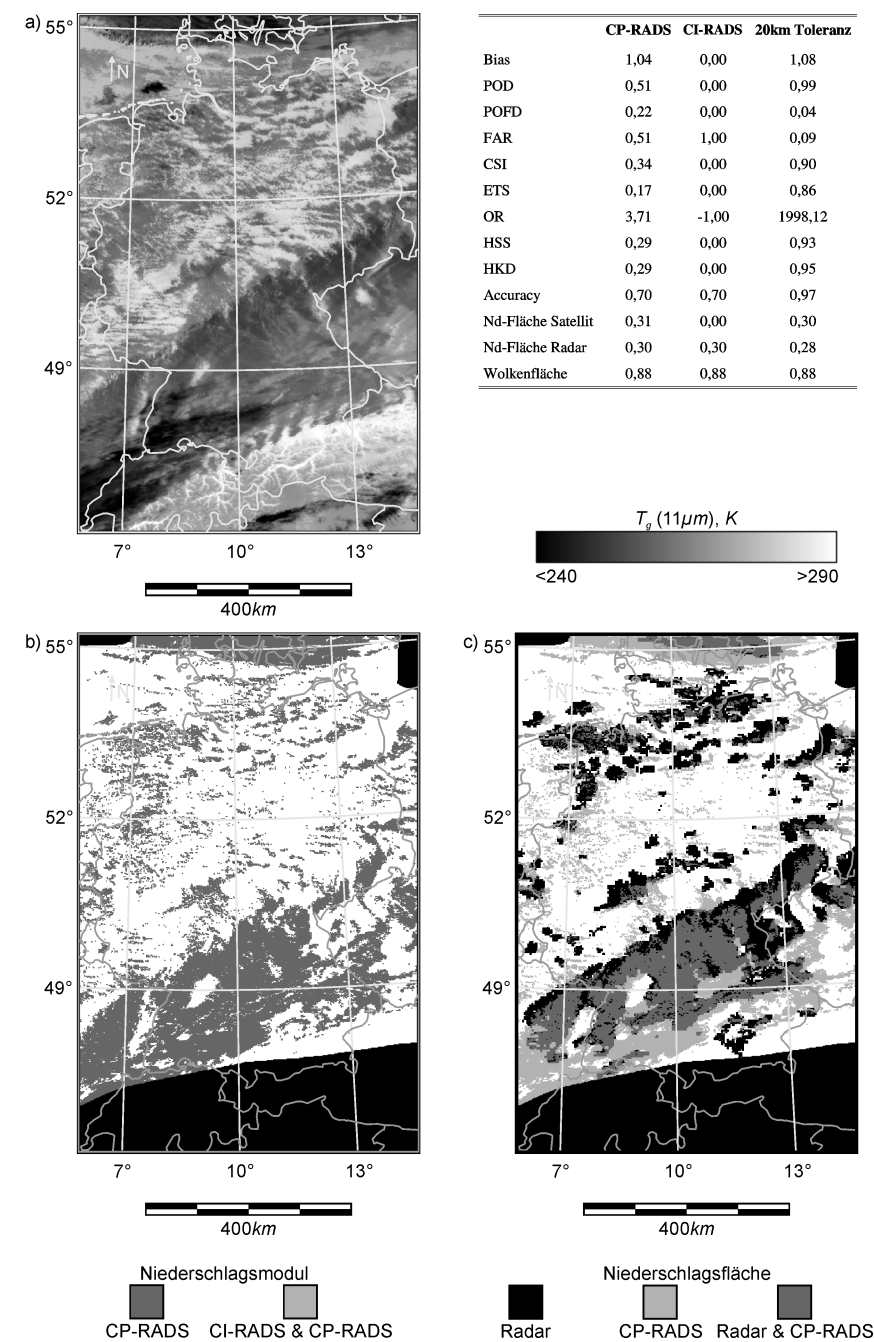


Abbildung 44: Vergleich der satelliten- und radarbasierten Niederschlagsflächen für die Terra-MODIS-Szene vom 21.03.2004, 10:51 UTC.

Abbildung (a) zeigt die Verteilung der Oberflächentemperatur im Kanal 31 (11 μm), (b) die aus den Satellitendaten abgeleitete Niederschlagsfläche und (c) den Vergleich der Niederschlagsflächen des Satelliten- und DWD-PC-Produkts.

zeigt die als regnend markierten Wolkenbereiche. Im Gegensatz zur MODIS-Aufnahme vom 07.04.2004 ist die dargestellte Niederschlagsfläche ausschließlich aufgrund der CP-RADS-Technik identifiziert worden. Das durch CI-RADS repräsentierte Referenzschema stellt aufgrund des Fehlens hochreichender und gleichzeitig kompakter Wolkenflächen, wie sie charakteristisch für konvektive Kerne sind, in dieser Aufnahme keine Niederschläge fest. Das Fehlen von hochreichenden Konvektionswolken ist in diesem Fall nicht im Widerspruch zu den in Kap. 2.3 dargestellten kaltfrontalen Niederschlagsprozessen zu sehen, da sich zum Zeitpunkt der Aufnahme die Kaltluft bereits über alle atmosphärischen Schichten hinweg durchgesetzt hatte und somit stabilisierend wirkte.

Der Vergleich der Niederschlagsflächen in Abb. 44c zeigt erneut eine prinzipiell gute Übereinstimmung. Während das Satellitenverfahren die Niederschlagsfläche v.a. am nördlichen Aufnahmerand und im Südwesten überschätzt, trifft das Gegenteil i.d.R. für den zentralen und östlichen Teil des Wolkenbandes entlang der Kaltfront zu. Ursächlich für die Unterschätzung könnten die Wolkenaufrisse von 30 km bis 40 km Durchmesser in den entlang der Front verlaufenden Wolkenschichten sein, die die Sicht auf bodennahe Wolken mit Oberflächentemperaturen nahe $+10^{\circ}\text{C}$ freigeben. Die damit verbundene Zunahme der 3-D-Strahlungsinteraktionen führt erneut zu zufälligen Fehlern in den SACURA Ergebnissen, die von der CP-RADS-Technik nicht berücksichtigt werden können. Die bodennahen, warmen Wolken weisen dabei auch in den Zentren der Aufrisse, in denen die Strahlungsinteraktionen mit den umliegenden Wolkenrändern am geringsten sind, nur optische Dicken von maximal 10 auf. Ob diese Wolken tatsächlich zu Niederschlägen führen oder in diesem Fall eine Fehlklassifikation seitens des PC-Produkts (Radarreflektivitätsklasse 1) vorliegt, kann jedoch nicht abschließend beantwortet werden. Gleiches gilt für die im Satellitenretrieval überschätzten Bereiche im Norden und Südwesten, die durchweg hohe Werte des effektiven Radius und der optischen Dicke aufweisen. Die das Zentrum der Aufnahme bestimmenden, teilweise regnenden, cumuliformen Wolken sind jedoch aufgrund der oben angesprochenen, unterschiedlichen Aufnahmeperspektiven sowie verstärkten 3-D Strahlungsinteraktionen nur zum Teil im Satellitenprodukt erfasst.

Im Vergleich zur vorherigen Satellitenszene zeigen die in der Tabelle dargestellten Validierungsergebnisse im Allgemeinen bessere Werte. Der *Bias* von 1,04 ist nahe am Optimum und zeigt nur eine leichte Tendenz zur Überschätzung der Niederschlagsfläche im Satellitenverfahren, von dem 31% der Pixel als regnend identifiziert wurden, im Vergleich zu 30% bei den Radardaten. Die Wolkenbedeckung für diese Aufnahme beträgt 88%. Die Testindizes liegen bezogen auf die Ergebnisse aller 221 Szenen im mittleren Wertebereich, obwohl sich die *Accuracy* sogar gegenüber der vorherigen Aufnahme um 3 Prozentpunkte verschlechtert hat. Diese Abnahme ist durch den leicht zurückgegangenen Anteil der niederschlagsfreien Fläche bedingt. Im Unterschied hierzu ist die *POD* um 15 Prozentpunkte auf 51%, bei gleichzeitigem Anstieg der *FAR* auf ebenfalls 51%, gestiegen. Die höhere *POFD* von 22% wird durch die überschätzten Niederschlagsflächen im Norden und

Südwesten verursacht. Bei Berücksichtigung der räumlichen Toleranz steigen/sinken die Testindizes mit endlichen Optima jedoch alle auf Werte, die weniger als 0,14 vom Idealwert abweichen.

5.2.1.3 Die MODIS-Szene vom 30.08.2004

Abbildung 45 zeigt die MODIS-Szene vom 30.08.2004, 10:38 UTC. Das den östlichen Aufnahmebereich dominierende Wolkenband gehört zu einer teilweise bereits okkludierten Kaltfront eines Tiefs über der Nordsee, die im Verlauf des Vormittags Deutschland überquerte. Wie in Abb. 45a durch die kalten Oberflächentemperaturen zu erkennen, führte eine v.a. im Nordosten Deutschlands herrschende, potentiell instabile Schichtung zu flächenhaften Konvektionsprozessen, aus denen es in beiden Algorithmen (PI- und CP-RADS) zu Niederschlägen kommt (vgl. Abb. 45b). Die weiter nach Süden reichenden Ausläufer des kommaförmigen Wolkenbands werden jedoch nur von CP-RADS als regnend identifiziert. Gleiches gilt für Teile des Nordwestens der Aufnahme, wo sich, bedingt durch die kalte Höhenluft, bereits postfrontale Konvektionswolkencluster bzw. Gewitter gebildet haben. Der Vergleich mit den Radardaten in Abb. 45c zeigt eine sehr gute Übereinstimmung, die repräsentativ für das beste Drittel der insgesamt verglichenen Aufnahmen ist. Die ausgedehnten Niederschlagsflächen werden praktisch vollständig erfasst. Lediglich am Rand des kommaförmigen Bandes kommt es zu Über- bzw. Unterschätzungen. Im postfrontalen Bereich werden von den kleineren Wolkenflächen v.a. die Zentren durch die CP-RADS-Technik erfasst, was erneut auf die bereits mehrmals erwähnten 3-D-Strahlungsinteraktionen sowie die unterschiedlichen Aufnahmeperspektiven zurückzuführen ist. Wie schon in der Aufnahme vom 21.03.2004 treten Niederschläge aus Wolken mit Oberflächentemperaturen bis etwa 270 K auf.

Entsprechend des visuellen Eindrucks sind die Testergebnisse im guten bis sehr guten Bereich zu finden. Die Anzahl der von RADS bzw. dem PC-Produkt jeweils als regnend identifizierten Pixel stimmt auf 1% überein ($Bias = 0,99$) und bringt damit eine Steigerung von Faktor 4 gegenüber dem auf dem CI-RADS-Algorithmus basierenden Wert. Die pixelbasierte POD liegt bei 75% gegenüber einer FAR von nur 25% und einer $POFD$ von 18%. CSI , HSS und HKD liegen nahe oder bei 0,60 und damit um über Faktor 2,6 besser als bei alleiniger Verwendung von CI-RADS. Zwar ist die OR höher als bei den vorherigen Aufnahmen, durch das Fehlen eines endlichen Optimalwertes ist sie aber erneut nicht sonderlich aussagekräftig. Gleiches gilt für die $Accuracy$. Unter Einbeziehung des Toleranzbereichs reichen die Werte aller endlichen Indizes besser als $\pm 0,04$ an das jeweilige Optimum heran.

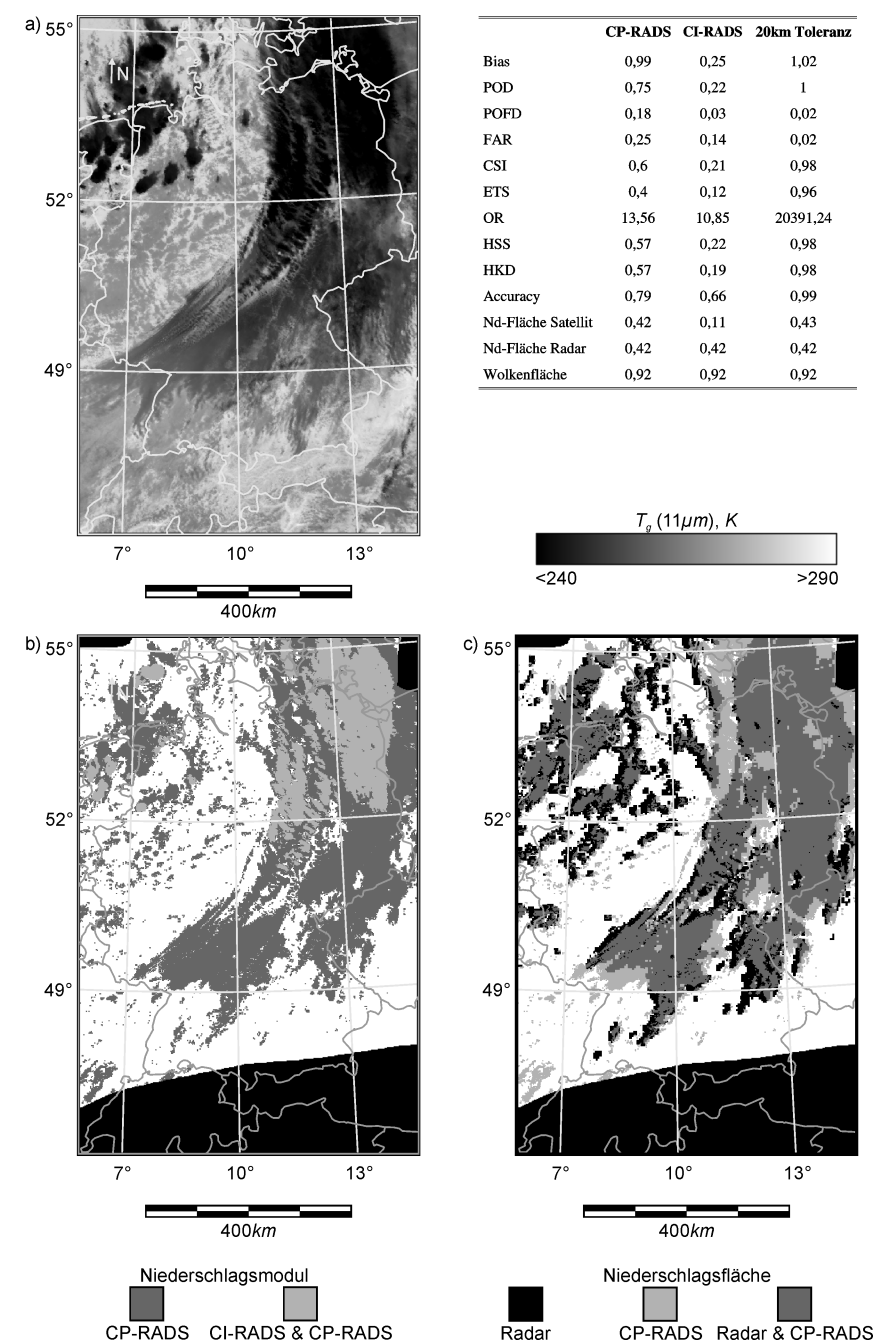


Abbildung 45: Vergleich der satelliten- und radarbasierten Niederschlagsflächen für die Terra-MODIS-Szene vom 30.08.2004, 10:38 UTC.

Abbildung (a) zeigt die Verteilung der Oberflächentemperatur im Kanal 31 (11 μm), (b) die aus den Satellitendaten abgeleitete Niederschlagsfläche und (c) den Vergleich der Niederschlagsflächen des Satelliten- und DWD-PC-Produkts.

Tabelle 9: Übersicht über die in Abb. 46a jeweils einen Monat abgrenzende Aufnahme-nummer.

Januar	1	Mai	136
Februar	39	Juni	177
März	70	Juli	195
April	98	August	198

5.2.2 Ergebnisse auf der Grundlage von 221 MODIS-Szenen

Nachfolgend wird ein Überblick über die Validierungsergebnisse der 221 untersuchten MODIS-Aufnahmen gegeben. Die Berechnung der Testwerte erfolgt erneut getrennt auf Basis des CP-RADS-Algorithmus und der als Referenz verwendeten CI-RADS-Technik sowohl auf Pixelebenen als auch unter Berücksichtigung der 20-km-Toleranzumgebung. Eine tabellarische Übersicht über die aggregierten Testergebnisse aller 221 Szenen findet sich in den Tabellen 10 bis 12. Die Aufnahmen sind in Abb. 46a nach dem Aufnahmedatum, in Abb. 46b sowie den folgenden Grafiken nach dem Anteil der Niederschlagsfläche geordnet. Die Darstellung anhand der Aufnahme-nummer wurde gewählt, da hierdurch die Abstände zwischen den einzelnen Datensätzen auf der Abszisse identisch sind, was wiederum die Interpretation erleichtert. Die jeweils die einzelnen Monate abgrenzenden Aufnahme-nummern für Abb. 46a sind in Tab. 9 angegeben. Auf eine Darstellung der Ergebnisse der *OR* wird verzichtet, da sie aufgrund eines fehlenden endlichen Optimums nur unzureichend interpretierbar ist.

5.2.2.1 Anteil der Niederschlagsflächen in Satelliten- und Referenzdaten

Abbildung 46 zeigt den prozentualen Anteil der Niederschlagsfläche je Aufnahme, die von dem Satellitenverfahren bzw. PC-Radarprodukt ausgewiesen wurde. Mit Ausnahme von neun Szenen, in denen das Satellitenverfahren keinen Niederschlag ausgewiesen hat, weisen alle Aufnahmen regnende Pixel auf, 191 davon mehr als jeweils 1% der Bildfläche. Bei alleiniger Verwendung des CI-RADS würden stattdessen in 102 Szenen keine und in weiteren 28 Szenen eine Niederschlagsfläche kleiner 1% identifiziert werden. Im Mittel ist in den RADS-basierten Daten ein Niederschlagsflächenanteil von 14,4%, im Radarprodukt von 14,6% mit annähernd gleich großer Standardabweichung zu finden (vgl. Tabellen 10 bis 12). Bezogen auf die Anzahl der Pixel und nicht deren Lage im Bild ergibt sich daraus lediglich eine geringfügige Unterschätzung der Niederschlagsfläche seitens des Satellitenretrievals. Der dargestellte zeitliche Verlauf der Flächenanteile bestätigt die in der Regel gute Übereinstimmung der satelliten- und radarbasierten Niederschlagsflächenanteile, und erstere liegen nur in Ausnahmefällen deutlich über der radarbasierten Kurve.

Tabelle 10: Ergebnisse der pixelbasierten Validierung der 221 Terra-MODIS-Szenen zwischen Januar und August 2004 unter Verwendung der CP-RADS-Technik.

Test	Min	Max	Mittel	Stdab.	1. Qrt	2. Qrt	3. Qrt	4. Qrt
Accuracy	0,55	1,00	0,87	0,11	0,79	0,88	0,96	1,00
Bias	0,00	7,76	1,10	0,93	0,67	0,95	1,24	7,76
POD	0,00	0,93	0,38	0,24	0,22	0,39	0,54	0,93
FAR	0,13	1,00	0,60	0,25	0,39	0,58	0,80	1,00
POFD	0,00	0,56	0,09	0,10	0,02	0,06	0,12	0,56
CSI	0,00	0,80	0,25	0,18	0,11	0,25	0,36	0,80
HKD	-0,01	0,81	0,29	0,19	0,16	0,30	0,40	0,81
ETS	0,00	0,70	0,18	0,14	0,01	0,17	0,26	0,70
HSS	0,00	0,82	0,28	0,19	0,14	0,29	0,41	0,82
Nd-Fläche Satellit	0,00	0,75	0,14	0,15	0,03	0,10	0,22	0,75
Nd-Fläche Radar	0,00	0,71	0,15	0,14	0,03	0,10	0,24	0,71

Tabelle 11: Ergebnisse der pixelbasierten Validierung der 221 Terra-MODIS-Szenen zwischen Januar und August 2004 unter ausschließlicher Verwendung der CI-RADS-Technik.

Test	Min	Max	Mittel	Stdab.	1. Qrt	2. Qrt	3. Qrt	4. Qrt
Accuracy	0,46	1,00	0,86	0,13	0,76	0,90	0,97	1,00
Bias	0,00	4,33	0,15	0,50	0,00	0,00	0,11	4,33
POD	0,00	0,79	0,06	0,12	0,00	0,00	0,04	0,79
FAR	0,00	1,00	0,73	0,34	0,48	1,00	1,00	1,00
POFD	0,00	0,33	0,02	0,05	0,00	0,00	0,01	0,33
CSI	0,00	0,63	0,04	0,09	0,00	0,00	0,04	0,63
HKD	0,04	0,54	0,04	0,09	0,00	0,00	0,03	0,54
ETS	-0,02	3,74	0,03	0,05	0,00	0,00	0,02	0,37
HSS	0,04	0,55	0,04	0,09	0,00	0,00	0,04	0,55
Nd-Fläche Satellit	0,00	0,55	0,03	0,07	0,00	0,00	0,01	0,55
Nd-Fläche Radar	0,00	0,71	0,15	0,14	0,03	0,10	0,24	0,71

Tabelle 12: Ergebnisse der Validierung der 221 Terra-MODIS-Szenen zwischen Januar und August 2004 unter Verwendung der CP-RADS-Technik und Zulassung eines Toleranzbereichs von 20 km.

Test	Min	Max	Mittel	Stdab.	1. Qrt	2. Qrt	3. Qrt	4. Qrt
Accuracy	0,77	1,00	0,97	0,04	0,96	0,98	1,00	1,00
Bias	0,00	73,00	1,98	5,37	1,06	1,16	1,50	73,00
POD	0,00	1,00	0,96	0,11	0,96	1,00	1,00	1,00
FAR	0,00	1,00	0,32	0,30	0,10	0,19	0,47	1,00
POFD	0,00	0,36	0,03	0,04	0,00	0,02	0,04	0,36
CSI	0,00	1,00	0,69	0,26	0,59	0,76	0,88	1,00
HKD	0,00	1,00	0,92	0,12	0,90	0,96	0,99	1,00
ETS	0,00	1,00	0,65	0,26	0,53	0,72	0,85	1,00
HSS	0,00	1,00	0,75	0,25	0,69	0,84	0,92	1,00
Nd-Fläche Satellit	0,00	0,76	0,15	0,15	0,03	0,10	0,22	0,76
Nd-Fläche Radar	0,00	0,77	0,13	0,15	0,02	0,08	0,19	0,77

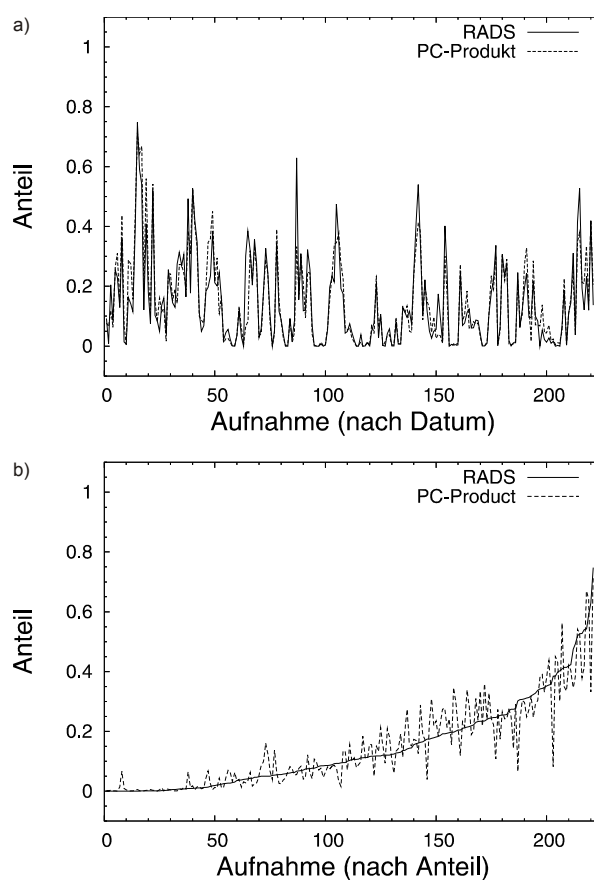


Abbildung 46: Anteil der Niederschlagsfläche im RADS- und DWD-PC-Produkt für die in die Validierung mit einbezogenen 221 Terra-MODIS-Aufnahmen zwischen Januar und August 2004.

Die Aufnahmen sind in Abbildung (a) nach Datum (vgl. Tabelle E.4), in Abbildung (b) nach der Niederschlagsfläche sortiert.

5.2.2.2 Accuracy und Bias

Mit Ausnahme von drei Aufnahmen zeigt der in Abb. 47a dargestellte Verlauf der *Accuracy*, dass in allen Aufnahmen mindestens 60, meist über 70 bis 80%, aller Pixel korrekt identifiziert wurden. Ein Vergleich mit Abb. 46b zeigt jedoch, dass der Anteil der nicht regnenden bzw. wolkenfreien Pixel die *Accuracy* dominiert, da diese quasi-kontinuierlich mit zunehmender Niederschlagsfläche abnimmt und Werte nahe oder gleich 100% vor allem bei Aufnahmen mit sehr wenigen bis keinen Niederschlägen erreicht. Die Aussagekraft ist deshalb, wie bereits erwähnt, stark begrenzt, so dass auch die gestiegenen Werte der *Accuracy* bei Berücksichtigung der 20 km Toleranz nur untergeordnete Bedeutung haben.

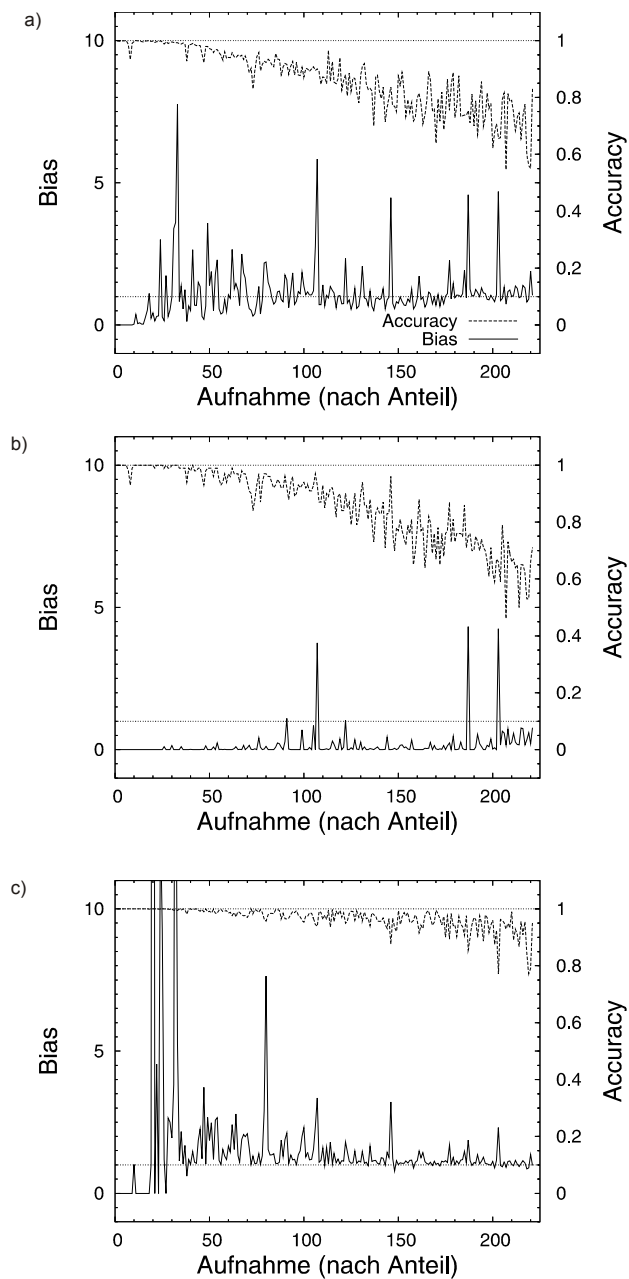


Abbildung 47: Bias und Accuracy der 221 nach zunehmendem Anteil der Niederschlagsfläche sortierten Terra-MODIS-Szenen zwischen Januar und August 2004.

Abbildung (a) zeigt die Ergebnisse unter Verwendung der CP-RADS-Technik auf Pixelbasis, (b) den Verlauf unter ausschließlicher Verwendung des CI-RADS-Algorithmus auf Pixelbasis und (c) die Indexwerte bei Verwendung von CP-RADS und einer räumlichen Toleranz von 20 km.

Auch die *Bias*-Verteilung zeigt eine Abhängigkeit von der Niederschlagsfläche. Diese weist jedoch zum einen eine genau umgekehrte Tendenz auf und ist zum anderen deutlich schwächer ausgeprägt als bei der *Accuracy*. Mit steigendem Anteil der regnenden Pixel nimmt die Schwankungsbreite um den optimalen Wert von 1 ab, und der vereinzelt auftretende *Bias* größer 2 korrespondiert meistens mit niederschlagsarmen Szenen, in denen Differenzen der jeweils als regnend klassifizierten Pixel im 10er bis 100er Bereich z.T. mehrere hundert Prozent Anteil an der in den Radardaten erfassten Niederschlagsfläche ausmachen. Insgesamt und damit im Gegensatz zu dem direkten Vergleich der Niederschlagsanteile (vgl. Kap. 5.2.2.1) ergibt sich aus dem Mittelwert des *Bias* von 1,1 (Standardabweichung 0,93) eine leichte Tendenz zur Überschätzung der Niederschlagsfläche durch das Satellitenretrieval. Diese Überschätzung steht jedoch in keinem Verhältnis zu einem *Bias* von 0,15 (Standardabweichung 0,50), der bei ausschließlicher Verwendung des CI-RADS-Algorithmus zu erwarten wäre. Bei Berücksichtigung eines Toleranzbereichs von 20 km fällt auf, dass der *Bias* für vier Szenen mit sehr geringer Niederschlagsfläche auf Werte größer 7 (bis 72) ansteigt. Ursächlich hierfür sind die bereits in Kap. 5.1.3 genannten, de facto niederschlagsfreien Aufnahmen mit Niederschlagsflächenanteilen um 1%, die räumlich in keinem direkten Zusammenhang stehen. Bei Vernachlässigung der räumlichen Kongruenz kommt es dennoch zu einem guten *Bias*-Wert, da die Niederschlagsflächen eine vergleichbare Anzahl von Pixeln aufweisen. Umgekehrt bestätigen die übrigen *Bias*-Werte den auch durch eine visuelle Analyse gewonnenen Eindruck der guten räumlichen Übereinstimmung der Niederschlagsflächen in den verwendeten Szenen. Dies zeigt sich auch in der Anzahl der Aufnahmen mit *Bias*-Werten von $1 \pm 0,25$, die um 27% zugenommen hat.

5.2.2.3 POD, FAR und POFD

Abbildung 48 zeigt den Verlauf der *POD*. In 75% aller Aufnahmen wurden mehr als 22% und in der Hälfte der Aufnahmen mehr als 39% aller durch die Radardaten als regnend ausgewiesenen Pixel auf einen Kilometer genau erkannt, und immerhin 31% der Szenen haben *POD*-Werte größer 50%. Der Mittelwert über alle Aufnahmen liegt bei 38%, mit einer Standardabweichung von 24 Prozentpunkten. Verursacht wird der relativ niedrige Mittelwert durch 36 *POD*-Werte kleiner 10%, die auf Aufnahmen basieren, in denen die Niederschläge des Satellitenretrievals maximal 1% der Fläche, die des Radarprodukts maximal 5% der Fläche ausmachen (vgl. Abb. 46b). Die Ausnahme davon bilden eine Szene im Januar und eine im Juli. In der Januar-Szene sind erneut 3-D Strahlungsinteraktionen innerhalb eines kleinräumig stark inhomogenen Wolkenclusters dafür verantwortlich, dass insgesamt nur 1% der Pixel durch RADS, jedoch 6% der Pixel durch das PC-Produkt als regnend identifiziert werden. In der Juli-Szene gehen die niedrigen Werte auf einen Fehler im Referenzdatensatz zurück, in dem die 7% der Aufnahme umfassenden Regenflächen ausnahmslos in wolkenfreien Be-

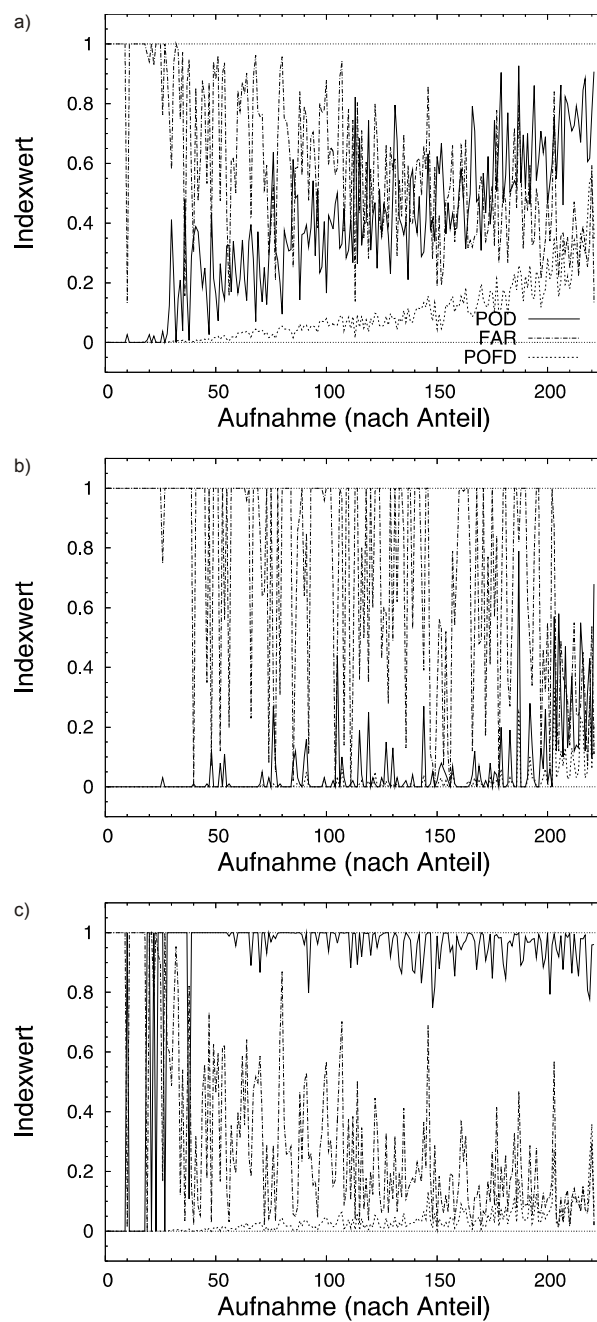


Abbildung 48: POD, FAR und POFD der 221 nach zunehmendem Anteil der Niederschlagsfläche sortierten Terra-MODIS-Szenen zwischen Januar und August 2004.

Abbildung (a) zeigt die Ergebnisse unter Verwendung der CP-RADS-Technik auf Pixelbasis, (b) den Verlauf unter ausschließlicher Verwendung des CI-RADS-Algorithmus auf Pixelbasis und (c) die Indexwerte bei Verwendung von CP-RADS und einer räumlichen Toleranz von 20 km.

reichen bzw. in Regionen mit transparenten Wolken auftreten. Höhere Werte der *POD* sind aber nicht automatisch mit ausgedehnteren Niederschlagsflächen verbunden, auch wenn sich, wie bei den meisten Testindizes, eine diesbezügliche Tendenz zeigt. Dass RADS dabei nicht nur zufallsbedingt eine höhere Trefferquote aufweist, bestätigt sich auch durch den Verlauf der *FAR*, die sich tendenziell entgegengesetzt zur *POD* verhält und mit zunehmender Niederschlagsfläche abnimmt. Auch hier sind die maximalen Werte auf die erwähnten Aufnahmen mit sehr geringer Niederschlagsfläche beschränkt. Dennoch werden auf Kilometerbasis in der Hälfte der Aufnahmen mehr als 58% aller vom Satellitenverfahren identifizierten Niederschlagspixel von den Radardaten als nicht regnend eingestuft, was zu einem Mittelwert von 60% mit einer Standardabweichung von 25 Prozentpunkten führt.

Verglichen mit der *FAR* ist die *POFD* mit Werten kleiner 10% für fast 75% und Werten kleiner 20% für 88% aller Aufnahmen sehr gering, weist aber andererseits den deutlichsten Zusammenhang mit der Niederschlagsfläche auf. Die im Mittel bei 9% liegende Wahrscheinlichkeit einer irrtümlichen Niederschlagsklassifikation des Satellitenverfahrens übersteigt aber dennoch nur in 4,5% aller Aufnahmen einen Wert von 30%.

Insgesamt bestätigen die Kombinationen aus *POD*, *FAR* und *POFD* den auch für die drei in Kap. 5.2.1 dargestellten MODIS-Szenen gewonnenen, guten Qualitätseindruck des Verfahrens. Der in der Berücksichtigung der Wolkeneigenschaften liegende Qualitätszuwachs zeigt sich aber erneut am besten in einem Vergleich mit den Werten, die auf einer ausschließlichen Verwendung des CI-RADS-Algorithmus beruhen (vgl. Abb. 48b, Tab. 11). In diesem Fall würde die *POD* im Mittel auf 6% (Standardabweichung 12 Prozentpunkte) zurückfallen, 75% aller Aufnahmen eine Trefferwahrscheinlichkeit von maximal 4% aufweisen und nur knapp 9% eine *POD* von 20% überschreiten. Trotz dieser, gegenüber der Verwendung der CP-RADS-Technik im Mittel über alle Aufnahmen um Faktor 7,6 geringeren *POD* ist die *FAR* in 58% aller Fälle größer als 80% und weist einen Mittelwert von 73% (Standardabweichung 34 Prozentpunkte) auf, was einer Zunahme um Faktor 1,2 gleichkommt. Entsprechend der deutlichen Abnahme der in diesem Fall im Satellitenverfahren als regnend klassifizierten Pixel sinkt die *POFD* auf einen Mittelwert von etwa 1,6%, wobei dieser unter den gegebenen Umständen die Aussagekraft gänzlich verloren hat.

Ein weiterer Indikator für die Qualität des Retrievals zeigt sich in den Ergebnissen unter Berücksichtigung des 20 km Toleranzbereichs. Für 97% aller Aufnahmen resultiert dies in einer *POD* größer 80%. Die geringeren Werte der *POD* sind auf einen Teil der oben bereits erwähnten Szenen beschränkt. Annähernd das Gegenteil gilt für die *FAR*, die in diesen Szenen nahe oder gleich 100%, in 71% der Aufnahmen jedoch weniger als 40% beträgt. Die resultierenden Mittelwerte liegen für die *POD* bei 96% (Standardabweichung 11 Prozentpunkte) und für die *FAR* bei 32% (Standardabweichung 30 Prozentpunkte). Trotz der gegenüber den Resultaten für CI-RADS wieder um etwa Faktor 4,5 größeren Niederschlagsfläche steigt die *POFD* gegenüber diesen Ergebnissen nur um Faktor 2 auf 3,6%.

5.2.2.4 CSI, HKD, HSS und ETS

Abbildung 49 zeigt die Ergebnisse der komplexeren Testindizes. Alle vier Qualitätswerte weisen einen ähnlichen Verlauf, bei nur sehr geringer Abhängigkeit vom Umfang der identifizierten Niederschlagsfläche, auf. Die *HKD* folgt aufgrund ihrer Berechnung der Tendenz der *POD* und der *POFD* (vgl. Kap. 5.1.3), wobei Werte um 0 für die erwähnten 36 Aufnahmen mit Niederschlagsflächen kleiner 1% bzw. 5% zu finden sind. Der Mittelwert der *HKD* liegt bei 0,29 (Standardabweichung 0,19), und 25% aller Aufnahmen zeigen Werte größer 0,4, 50% der Szenen größer 0,3. Diese Werteverteilung unterstreicht, zusammen mit dem Fehlen negativer *HKD*-Ergebnisse, die prinzipielle Eignung des Verfahrens, regnende von niederschlagsfreien Wolkenregionen zu unterscheiden. Der Vergleich mit der Performanz von CI-RADS, die zu *HKD*-Ergebnissen von weniger als 0,03 in 75% aller Fälle führt, zeigt erneut eine mittlere Verbesserung im Bereich von Faktor 7,3 und entsprechend der *POD* und *POFD* weichen bei Berücksichtigung einer 20 km Toleranz mehr als 75% aller Aufnahmen um weniger als 0,1 vom Optimalwert ab.

Im Gegensatz zur *Accuracy*, deren Aussagekraft durch die hohe Anzahl der niederschlagsfreien Pixel in allen Aufnahmen verzerrt wird, bezieht der *CSI* nur die in einem der beiden Datensätze als regnend identifizierten Pixel mit ein. Die geringsten Werte sind wieder mit den Aufnahmen mit sehr kleinem Niederschlagsflächenanteil sowie den erwähnten zwei Ausnahmefällen verbunden. Im Vergleich der Mittelwerte zu den nur auf CI-RADS basierenden Ergebnissen zeigt sich eine Steigerung um über Faktor 6. Zudem wird der auf CP-RADS basierende Mittelwert von 0,25 (Standardabweichung 0,18) in knapp 50% aller Fälle noch übertroffen, wohingegen der CI-RADS-basierte, ohnehin schon sehr niedrige *CSI*-Mittelwert von 0,04 in weniger als 25% aller Szenen größer ist.

Die auf der CP-RADS-Technik beruhenden Ergebnisse mit niedrigem *CSI* weisen i.d.R. kleinräumig stark inhomogene Niederschläge mit jeweils nur wenigen zusammenhängenden Pixeln auf, so dass geringste Lagefehler bereits zu sehr niedrigen Werten der Testgröße führen können, obwohl beide Produkte tatsächlich die gleichen Niederschlagsregionen ausweisen. Dies bringt auch der um Faktor 2,7 steigende Mittelwert des *CSI* von 0,69 bei Berücksichtigung der 20 km Toleranz zum Ausdruck. In diesem Fall liegen die Ergebnisse für weniger als 20% der Aufnahmen unter 0,5, und die Hälfte aller Aufnahmen weist einen *CSI* von über 0,76 auf.

Für den *ETS* gelten die Ausführungen zum *CSI* analog. Durch die Berücksichtigung der zufallsbedingten Wahrscheinlichkeit eines Treffers liegen die Werte jedoch unter denen des *CSI*. Die Differenzen verhalten sich dabei aufgrund der mit der Niederschlagsfläche ebenfalls steigenden Wahrscheinlichkeit für zufällige Treffer proportional zur Anzahl der als regnend klassifizierten Pixel. Die dennoch als gut einzustufenden Ergebnisse des *ETS* unterstreichen die Qualität des Satellitenverfahrens.

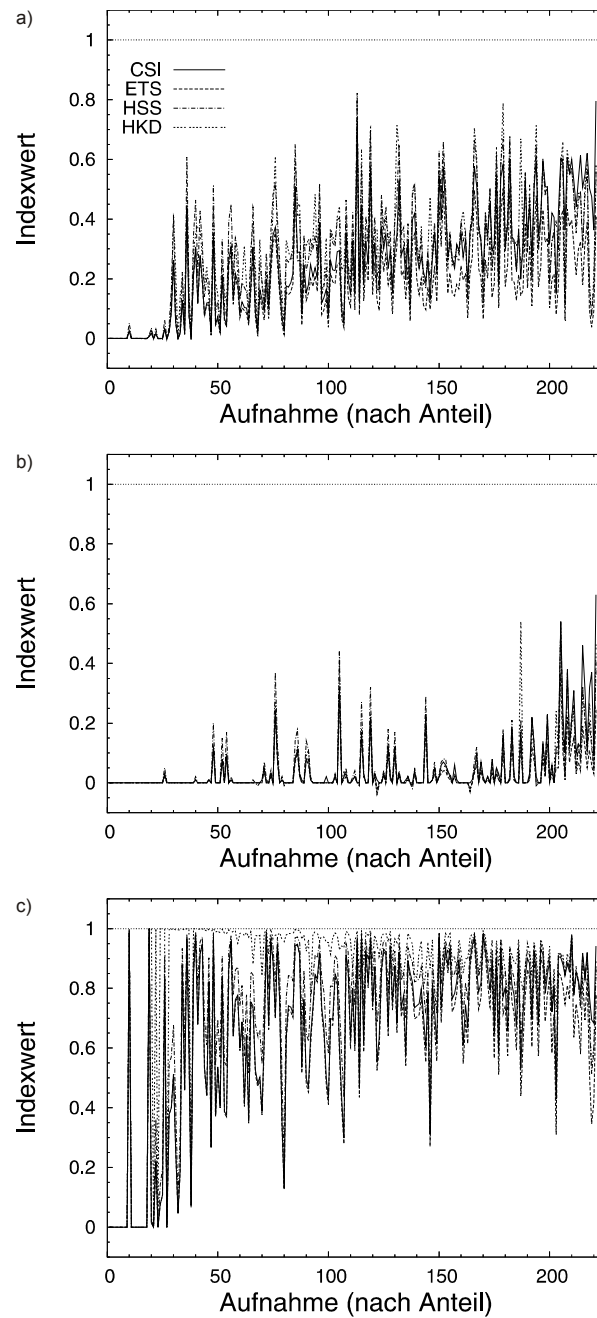


Abbildung 49: CSI, ETS, HSS und HKD der 221 nach zunehmendem Anteil der Niederschlagsfläche sortierten Terra-MODIS-Szenen zwischen Januar und August 2004.

Abbildung (a) zeigt die Ergebnisse unter Verwendung der CP-RADS-Technik auf Pixelbasis, (b) den Verlauf unter ausschließlicher Verwendung des CI-RADS-Algorithmus auf Pixelbasis und (c) die Indexwerte bei Verwendung von CP-RADS und einer räumlichen Toleranz von 20 km.

Wie der *ETS*, so berücksichtigt auch der *HSS*, der den richtig klassifizierten Anteil der Aufnahme­fläche angibt, die zufällige Wahrscheinlichkeit eines richtig ausgewiesenen Pixels. Durch die Einbeziehung der korrekt als niederschlagsfrei erkannten Pixel liegen seine Werte in der Regel über denen des *CSI*. Der Mittelwert liegt bei 0,28 und wird in nahezu der Hälfte aller Aufnahmen übertroffen. Auch hier sind die niedrigsten Werte auf die genannten, extrem niederschlagsarmen Szenen beschränkt. Wie zu erwarten, sind die ausschließlich auf CI-RADS basierenden Ergebnisse deutlich geringer und liegen in der Größenordnung der korrespondierenden *CSI* Werte, wohingegen die Berücksichtigung der 20 km Toleranz zu einer Verbesserung der Ergebnisse um Faktor 2,7 führt.

5.2.3 Zusammenfassung der Ergebnisse der Validierungsstudie von RADS

Die dargestellten Ergebnisse zeigen, dass die neu entwickelte Verfahrenskombination aus SACURA und RADS grundsätzlich in der Lage ist, komplexe Niederschlagssituationen in ihrer Gesamtheit zu erfassen. Schon die gute Übereinstimmung zwischen den Anteilen der Niederschlagsflächen in den Satelliten- und Radardaten deutet zusammen mit den Werten des *Bias* darauf hin, dass prinzipiell die gleichen Niederschlagssysteme erfasst werden. Dies wurde durch eine visuelle Verifikation aller in den Vergleich einbezogenen Szenen bestätigt. Die mit steigendem Anteil der Niederschlagsfläche grundsätzlich gegenläufigen Tendenzen von *POD* (zunehmend) und *FAR* (abnehmend) zeigen, dass die Ausweisung von Niederschlagsregionen begründet erfolgt, da andernfalls die *FAR* mit zunehmender Niederschlagsfläche im Satellitenverfahren ebenfalls zunehmen würde. Gleiches resultiert aus den die *POD* und *POFD* umfassenden Ergebnissen der *HKD*, und auch die um die Zufallswahrscheinlichkeit korrigierten Werte der *ETS* und *HSS* erreichen für Vergleiche auf Pixel- und Einzelszenenbasis sehr gute Werte. Die Qualität der Testergebnisse zeigt sich dabei besonders im Vergleich mit den ausschließlich auf dem CI-RADS-Algorithmus basierenden Kennwerten, die im Mittel um Faktor 5 geringer sind.

Hinsichtlich der Aufnahmen mit am weitesten vom Optimalwert entfernten Testergebnissen kann festgehalten werden, dass diese quasi niederschlagsfrei sind. Eine Ausnahme bilden die beiden erwähnten Szenen im Januar bzw. Juli, in denen zufällige Fehler im Radarprodukt bzw. im Retrieval der Wolkeneigenschaften ausschlaggebend waren. Die übrigen Aufnahmen mit eher geringen Qualitätsindizes waren durch eine kleinräumig stark inhomogene Verteilung der Niederschlagsfläche mit jeweils nur wenig zusammenhängenden Pixeln geprägt. Dass dennoch beide Verfahren in der überwiegenden Anzahl dieser Aufnahmen die gleichen Niederschlagssysteme erfasst haben, zeigt nicht nur eine visuelle Interpretation, sondern bestätigen auch

die überwiegend sehr guten Ergebnisse bei Berücksichtigung eines räumlichen Toleranzbereichs von 20 km, der anstelle einer nicht möglichen zeitlichen Aggregation gewählt wurde.

Basierend auf den 221 analysierten MODIS-Aufnahmen zwischen Januar und August 2004 kann somit das Konzeptmodell des neu entwickelten CP-RADS als sehr tragfähig bewertet werden. Die Berücksichtigung der Wolkeigenschaften, namentlich der optischen Wolkendicke und des effektiven Wolkentropfenradius, ermöglicht eine deutlich verbesserte Erfassung der Niederschlagsfläche über Mitteleuropa, wie sie durch bisherige, v.a. auf die Identifikation konvektiver Kerne abgestimmte Verfahren nicht möglich ist.

6 Zusammenfassung und Ausblick

Ziel der vorliegenden Arbeit war die Entwicklung eines automatisierten Verfahrens zur Abgrenzung der Niederschlagsfläche auf Basis optischer Sensoren unter spezieller Berücksichtigung der Niederschlagsprozesse außertropischer Zyklone. Zu diesem Zweck wurde das Rain Area Delineation Scheme (RADS) entwickelt, das im Gegensatz zu den bisherigen Techniken in der Lage ist, neben konvektiv bestimmten Niederschlagssituationen auch advektiv/stratiform regnende Wolkenbereiche zu identifizieren.

Die grundlegende Hypothese im Hinblick auf die Konzeption von RADS war, dass die Niederschlagsfläche durch eine Kombination aus Wolkendicke und Wolkentropfengröße abgeleitet werden kann. Als geeignete Kennwerte dieser Wolkeneigenschaften wurden die optische Wolkendicke und der effektive Wolkentropfenradius ausgewählt. Zur Umsetzung dieses Konzeptmodells mussten diverse Techniken entwickelt bzw. angepasst und erweitert, in eine operationelle Prozessierungsarchitektur integriert und ferner in Evaluierungsstudien auf ihre Belastbarkeit geprüft werden. Entscheidend für den Erfolg der Arbeit waren dabei vor allem folgende Punkte:

- Die Anpassung bzw. Erweiterung des ursprünglich von KOKHANOVSKY et al. (2003) entwickelten Semi-Analytical Cloud Retrievals (SACURA) ermöglicht eine rechenzeitoptimierte Ableitung der für die Identifikation der Niederschlagsfläche notwendigen Wolkenparameter. Die Erweiterung des ursprünglich für SCIAMACHY implementierten Algorithmus (vgl. NAUSS et al. 2005) war im Hinblick auf die spätere Übertragbarkeit des Retrievals auf SEVIRI notwendig, da sich die Fehlerspannen der genäherten Gleichungen für die Reflexionsfunktion halbbunendlicher Wolken proportional zum Satellitenzenit verhalten. Für den Einsatz in mittleren und hohen Breiten und damit verbundene Zenitwinkel größer 50° wurden deshalb exakte Strahlungstransferrechnungen mit dem Modell von MISHCHENKO et al. (1999, 2002) durchgeführt, um eine Tabelle für die Reflexionsfunktion erstellen und in SACURA integrieren zu können. Ferner war die Erweiterung des Verfahrens um die Berücksichtigung der Bodenalbedo Voraussetzung für einen Einsatz über Landflächen. Die damit notwendig werdenden Albedoprodukte werden auf Basis der wolkenfreien Pixel aller zur Verfügung stehenden Szenen der jeweils letzten 30 Tage berechnet. Eine Ableitung der optischen und mikrophysikalischen Wolkenparameter ist damit über Wasser- und Landflächen sowie unter Verwendung geostationärer Sensoren möglich.

- Die Entwicklung der RADS-Technik ermöglicht eine physikalisch begründete Erfassung der Niederschlagsfläche auf Basis der mit SACURA abgeleiteten Wolkenparameter. Die Identifizierung der Niederschläge beruht auf einer autoadaptiven Bestimmung des für die Niederschlagsentwicklung notwendigen effektiven Wolkentropfenradius in Abhängigkeit der optischen Dicke auf Pixelbasis. Durch den Verzicht auf bisher übliche Temperaturschwellwerte ist RADS somit nicht auf die Erfassung konvektiv dominierter Ereignisse beschränkt, sondern ermöglicht auch die Erfassung der in Zusammenhang mit außertropischen Zyklonen weiträumig auftretenden, stratiformen Niederschlagsfelder.
- Die Realisierung der umfangreichen Berechnungen sowie der operationelle Einsatz des Verfahrens wird durch die Neuentwicklung einer operationellen Prozessierungskette für Terra-/Aqua-MODIS-Daten (MOPS, NAUSS & BENDIX 2005) ermöglicht. Die modulare Architektur von MOPS stellt die einfache Integration zusätzlicher Programmpakete über definierte Schnittstellen sicher, so dass eine schrittweise Erweiterung um Verfahren zur Ableitung der Wolkenparameter sowie der Niederschlagsfläche möglich war. Darüber hinaus ist durch die Trennung von Vor-/Nachprozessierung und Produktberechnung eine einfache Portierung der als einzelne Programme implementierten Fernerkundungstechniken (SACURA, RADS, etc.) auf andere Satellitensysteme möglich, sofern diese, wie beispielsweise Meteosat-8-SEVIRI, über zu MODIS korrespondierende Spektralkanäle verfügen.

Die Eignung der erweiterten SACURA-Technik konnte in einer Evaluierungsstudie mit Datensätzen über dem Pazifik und über Mitteleuropa bestätigt werden. Hierfür wurde neben dem Wolkenparameterretrieval der NASA (MOD06-Produkt, PLATNICK et al. 2003) auch das ATSK3-Verfahren der JAXA (NAKAJIMA & NAKAJIMA 1995, KAWAMOTO et al. 2001) verwendet. Letzteres musste auf MODIS angepasst und in die Logik von MOPS integriert werden. Die Anpassung umfasste in erster Linie die Neuberechnung sämtlicher von ATSK3 benötigter look-up-Tabellen unter Verwendung der spektralen Eigenschaften der MODIS-Kanäle. Die neuen Tabellen beruhen auf exakten Strahlungstransfersimulationen des RSTAR5b-Modells (NAKAJIMA & TANAKA 1986, 1988). Für die Bereitstellung notwendiger Zusatzdaten (Albedo, Untergrundtemperatur, Vertikalprofile meteorologischer Parameter) wurden entsprechende Techniken entwickelt und ebenfalls in MOPS integriert.

Eine 221 MODIS-Szenen der Monate Januar bis August 2004 umfassende Studie zeigte abschließend die Qualität der entwickelten RADS-Technik. Die auf Daten der Sommerhochwasserperiode 2002 beruhende autoadaptive Trennfunktion für Niederschlagsflächen auf Basis des effektiven Wolkentropfenradius und der optischen Dicke hat sich als sehr stabil erwiesen. Trotz des Vergleichs von raum-zeitlich nicht aggregierten RADS-Ergebnissen mit korrespondierenden DWD-Radardaten zeigten die Verifikationstests

gute Ergebnisse. Die Auswahl der Bundesrepublik Deutschland als Gebiet für die Evaluierungsstudie begründet sich zum einen durch die Verfügbarkeit eines ausreichend dichten Bodenradarmessnetzes zur flächendeckenden Validierung. Zum anderen modifiziert die naturräumliche Gliederung die idealtypischen Niederschlagsprozesse (vgl. Kap. 2.3) in vielfältiger Weise, so dass angenommen werden kann, dass ein hier funktionsfähiges Verfahren unmittelbar auf andere, ebenfalls im Einfluss außertropischer Zyklone stehende Regionen übertragbar ist.

Durch die erfolgreiche Umsetzung der genannten Teilziele (vgl. auch Kap. 1.3) kann somit die anfangs formulierte Grundhypothese, die eine Ableitung der Niederschlagsfläche auf Basis von Wolkenparametern postuliert, in vollem Umfang bestätigt werden. Dies gilt in gleicher Weise für die übrigen Annahmen:

- Die Verwendung der bezüglich ihrer spektralen Auflösung deutlich verbesserten Satellitensensoren neuerer Generation ermöglicht die Ableitung der optischen und mikrophysikalischen Wolkenparameter.
- Die Ableitung der Wolkenparameter und damit in der Folge auch der Niederschlagsregionen ist durch die Verwendung optischer Sensoren nicht nur über Wasser-, sondern auch über Landflächen mit vergleichbarer Genauigkeit möglich.
- Die physikalisch begründete Abgrenzung von Niederschlagsflächen auf unmittelbarer Basis der optischen Wolkendicke und des effektiven Wolkentropfenradius ermöglicht die Identifikation konvektiver und stratiformer Niederschlagsregionen. Die Anwendbarkeit von RADS in durch außertropische Zyklone dominierten Regionen der mittleren und hohen Breiten ist damit gegeben.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass das neu konzipierte Rain Area Delineation Scheme eine trag- und ausbaufähige Basis zur räumlichen Erfassung der Niederschlagsflächen, speziell in den durch außertropische Zyklone dominierten Bereichen der Mittelbreiten, darstellt. Neben der Anwendung in klimatologischen Studien zur Untersuchung der raum-zeitlichen Verteilung von Niederschlagsereignissen, bildet es damit die Grundlage sowohl für eigenständige optische Verfahren, in denen die Niederschlagsrate z.B. auf Basis von Wolkenmodellrechnungen zugewiesen wird, als auch für hybride Retrievals, bei denen die Regenrate auf Mikrowellendaten beruht und nur die Niederschlagsfläche aus den optischen Aufnahmen abgeleitet wird. Eine weitere Verwendungsmöglichkeit ist auch im Rahmen der Datenassimilierung zur Initialisierung bzw. Laufzeitkorrektur numerischer Wetter- und Klimamodelle zu sehen.

Die genannten Anwendungen setzen aufgrund der raum-zeitlich hoch variablen Niederschlagsverteilung jedoch ein quasi-kontinuierliches Beobachtungssystem voraus, wie es für Mitteleuropa seit dem Frühjahr 2004 durch den geostationären Meteosat-8-SEVIRI zur Verfügung steht. Aus diesem Grund wurde bei der Konzeption und Implementierung auf die Übertragbar-

keit zwischen MODIS und SEVIRI geachtet. Die Entwicklung auf Basis des MODIS-Sensors hat den Vorteil, dass trotz des um 18 Monate verzögerten Starttermins von Meteosat-8 bereits heute ein validiertes Verfahren zur Ableitung der Niederschlagsflächen zur Verfügung steht, welches nach Abschluss dieser Arbeit auf SEVIRI übertragen werden kann.

Einen Ausblick auf die sich durch den Einsatz geostationärer Sensoren ergebenden Möglichkeiten, z.B. im Rahmen klimatologischer Fragestellungen, gibt Abb. 50. Sie zeigt die Verteilung der Niederschlagsereignisse auf Basis der 221 in der Validierungsstudie berücksichtigten MODIS-Szenen zwischen Januar und August 2004. Es wird an dieser Stelle ausdrücklich darauf hingewiesen, dass Abb. 50 nicht als Niederschlagsklimatologie zu verstehen ist, sondern lediglich die Niederschlagshäufigkeit der 221 vormittäglichen Momentaufnahmen wiedergibt. Dennoch zeigen sich bereits einige Charakteristika der Niederschlagsverteilungen Mitteleuropas, wie sie u.a. auch bei WEISCHET & ENDLICHER (2000) oder im Hydrologischen Atlas von Deutschland (BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND REAKTORSICHERHEIT 2003) zu finden sind.

Entsprechend der witterungsklimatischen Situation Mitteleuropas sind hohe (vormittägliche) Niederschlagshäufigkeiten ($> 20\%$) mit den Mittel- und Hochgebirgslagen, niedrige ($< 15\%$) mit Tal- und Beckenlagen verbunden. Dies zeigt sich z.B. im Südwesten der Aufnahme, wo sich der Rheingraben deutlich von den Vogesen und dem Schwarzwald absetzt. Weitere Maxima zeichnen sich v.a. im Südwesten der Schwäbischen Alb, im Bereich der Eifel, in der Region Westerwald/Rothaargebirge/Sauerland und im Harz ab. Zudem ist der Einfluss alpiner Stauwetterlagen im Alpenvorland deutlich zu erkennen. Die übrigen Zentren der Niederschlagsaktivität sind, mit Unterbrechungen, entlang der Achse Schwäbische und Fränkische Alb, Fichtelgebirge und Erzgebirge sowie andeutungsweise im Thüringer Wald zu finden. Die Niederschlagsfrequenz ist kleinräumig hohen Variationen unterlegen, die z.B. auf Luv-/Lee-Effekte zurückzuführen sind. So ist die Niederschlagshäufigkeit im Bereich der Westabdachung des Feldbergs ca. 25% größer als im Bereich der Ostabdachung. Gleiches gilt für die west- bzw. ostexponierte Flanke des Harzes. Großräumig ist der westzyklonale Einfluss v.a. im Nordosten Deutschlands zu erkennen, aber auch die nur wenige Niederschlagsereignisse aufweisenden Hessischen Becken treten deutlich hervor. Andererseits dürfen die relativ niedrigen Frequenzen v.a. im Bereich des Böhmerwalds nicht überinterpretiert werden, da im Juli nur drei vormittägliche Aufnahmen zur Verfügung standen, gerade der südöstliche Bereich in Abb. 50 aber in den Sommermonaten durch konvektive Niederschläge dominiert wird (vgl. REUDENBACH 2003). Es ist daher zu erwarten, dass sich die relativen Unterschiede der Niederschlagshäufigkeit, vor allem innerhalb der kontinental geprägten östlichen bzw. südöstlichen Regionen Mitteleuropas, bei Verwendung quasi-kontinuierlicher Datensätze abschwächen.

Die kurze Darstellung der Niederschlagsverteilung dient der Verdeutlichung des generellen Anwendungspotentials der Technik. Bereits die auf lediglich 221 MODIS-Szenen beruhende, räumliche Verteilung der Niederschlagsfre-

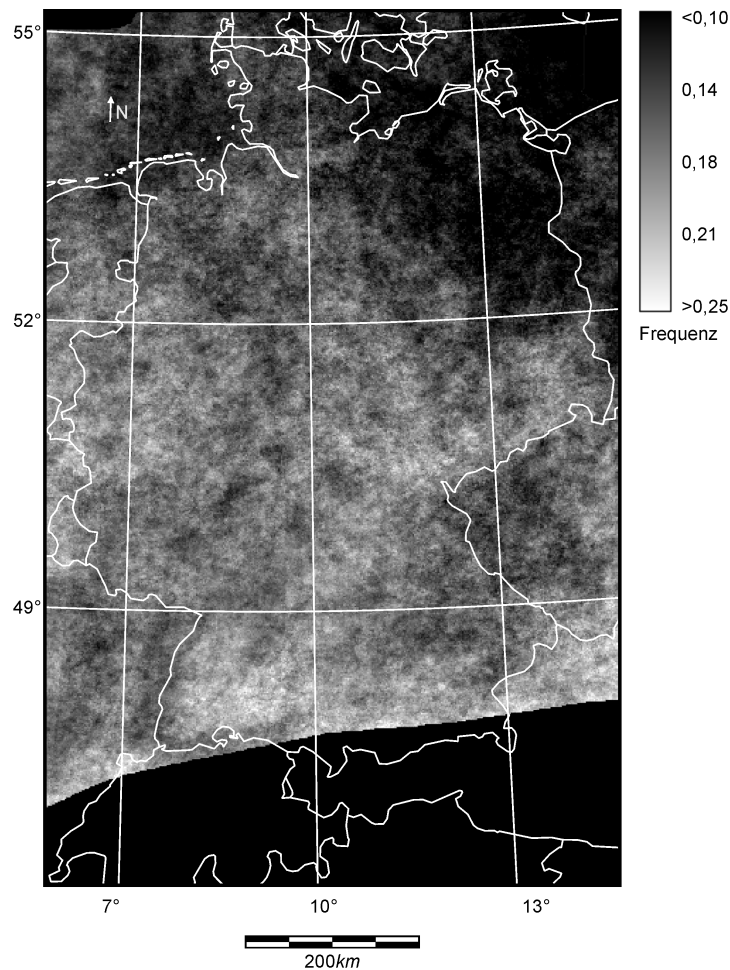


Abbildung 50: Relative Anzahl der Niederschlagsereignisse auf Basis von 221 Terra-MODIS-Szenen zwischen Januar und August 2004.

quenz zeigt wichtige Grundzüge einer niederschlagsklimatologischen Gliederung Deutschlands. Dies unterstreicht, zusätzlich zu der in Kap. 5 dargestellten Validierungsstudie, die Eignung des neu entwickelten Konzeptmodells, bislang nicht untersuchbare niederschlagsklimatologische Fragestellungen erfolgreich zu bearbeiten. Im Unterschied zu den auf Stationsdaten basierenden, die Niederschlagsverteilung räumlich und zeitlich generalisierenden Interpolationstechniken erlaubt die auf Meteosat-8-SEVIRI übertragene RADS-Technik eine differenzierte Analyse der Niederschlagsverteilung im Kilometerbereich bei einer zeitlichen Auflösung von 15 Minuten für den gesamten europäischen Raum. Derartige, auch die Dynamik erfassende Untersuchungen konnten bisher nur für kleinste Flächen und nur unter hohem personellen und messtechnischen Aufwand realisiert werden. Vor diesem Hintergrund liefert die Implementierung von RADS für Meteosat-8-SEVIRI eine bisher nicht verfügbare Datengrundlage sowohl für gesellschaftspolitisch relevante Fragestellungen im Rahmen der angewandten hydrolo-

gischen bzw. klimatologischen Forschung als auch für die Grundlagenforschung, beispielsweise hinsichtlich einer dynamischen Niederschlagsklimatologie.

Summary

The measurement of precipitation, especially with high spatio-temporal resolution, is still a crucial and to a certain degree unresolved task in meteorology and as a matter of principle, only remote sensing systems (ground based radar or satellite based optical or microwave sensors) can be used. Therefore, many authors have developed rainfall retrievals for optical and microwave sensors. On the one hand, the commonly used cloud-top temperature threshold values limit the application of optical techniques to deep convective (and therefore cold) thunderstorm clouds which is suitable for the tropics but not for mid- to high-latitude precipitation systems. On the other hand, the microwave techniques which are able to identify not only convective but also advective/stratiform raining clouds, which is important in the context of extra-tropical cyclones, have a significant lack of accuracy over land surfaces. Moreover, because microwave sensors are only available on polar orbiting systems, their temporal resolution is rather poor compared to a 15 minute resolution of the latest geostationary sensors (e. g. Meteosat-8 SEVIRI).

Therefore, the overall aim of this study was the development of a new retrieval technique for the identification of convective and advective/stratiform precipitating clouds using optical satellite data. Since cloud-top temperature values are insufficient for the identification of advective/stratiform precipitating clouds, a new concept model is introduced asserting that precipitating clouds need both large enough droplets to fall out and a large enough vertical extension not only to allow sufficient droplet growth but also to prevent medium size rain droplets from evaporating below the cloud base. For the realisation of this concept, two techniques are necessary:

1. An algorithm for the retrieval of the cloud optical depth as an indicator for the vertical extension of the clouds and the cloud effective droplet radius as an indicator for the droplet size.
2. A function for the computation of an autoadaptive threshold value of the effective radius with respect to the corresponding optical thickness on a pixel basis to delineate raining from non-raining cloud areas.

The cloud properties are retrieved using the Semi-Analytical Cloud Retrieval Algorithm (SACURA, KOKHANOVSKY et al. 2003, KOKHANOVSKY & NAUSS 2005) which enables a computer-time efficient but still very accurate retrieval of the cloud optical thickness and the effective cloud droplet radius. The suitability of SACURA has been shown in an evaluation study where SACURA-based cloud properties have been compared to established but computer-time expensive algorithms of the American (NASA) and Japanese (JAXA) space agencies (NAUSS et al. 2005).

The function for the autoadaptive threshold value of the effective droplet radius has been found by a comparison between ground based precipitation radar data from the German weather service (DWD) and the satellite retrieved

cloud properties. As a test horizon, the time period of the severe European summer flooding in August 2002 has been selected since all precipitation processes relevant for the mid-latitudes occurred during these weeks. Implemented in an operational processing scheme (NAUSS & BENDIX 2005), these techniques form the new Rain Area Delineation Scheme (RADS).

The new RADS has been evaluated using 221 MODIS scenes between January and August 2004 by comparing the satellite-derived rainfall areas with ground based DWD radar measurements. The statistical test procedures used for this validation are in accordance with the recommendations of the International Precipitation Working Group (IPWG). The results indicate a good performance of the new retrieval technique.

For more information about the current study in English language please refer to the articles cited on the second page or contact the author for information about upcoming articles.

Literaturverzeichnis

ACKERMAN, S.A., W.L. SMITH, J.D. SPINHIRNE & H.E. REVERCOMB (1990): The 27-28 October 1986 FIRE IFO cirrus case study: Spectral properties of cirrus clouds in the 8-12 μm window. – *Monthly Weather Review* 118: 2377-2388.

ACKERMANN, S.A., K.I. STRABALA, W.P. MENZEL, R.A. FREEY, C.C. MOELLER & L.E. GUMLEY (1998): Discriminating clear sky from clouds with MODIS. – *Journal of Geophysical Research* 103: 141-157.

ADLER, R.F., G. HUFFMAN, S. CURTIS, D. BOLVIN & E. NELKIN (2002): Global precipitation analyses at monthly to 3-hr time scales. – *Proceedings of the 1st IPWG Workshop*. Online verfügbar unter <http://www.isac.cnr.it/~ipwg/meetings/madrid/madrid2002-pres.html> (Stand 01.04.2005).

ADLER, R.F., G.J. HUFFMAN & P.R. KEEHN (1994): Global tropical rain estimates from microwave-adjusted geosynchronous IR data. – *Remote Sensing Reviews* 11: 125-152.

ADLER, R.F., C. KIDD, G. PETTY, M. MORISSEY & H.M. GOODMAN (2001): Inter-comparison of global precipitation products: The third precipitation inter-comparison project (PIP-3). – *Bulletin of the American Meteorological Society* 82: 1377-1396.

ADLER, R.F. & R.A. MACK (1984): Thunderstorm cloud height-rainfall rate relations for use with satellite rainfall estimation techniques. – *Journal of Climate and Applied Meteorology* 23: 280-296.

ADLER, R.F. & A.J. NEGRI (1988): A satellite technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall. – *Journal of Applied Meteorology* 27: 30-51.

ADLER, R.F., A.J. NEGRI & I.M. HAKKARINEN (1991): Rain estimation from combining geosynchronous infrared and low-orbit microwave data. – *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 90: 87-92.

ADLER, R.F., A.J. NEGRI, P.R. KEEHN & I.M. HAKKARINEN (1993): Estimation of monthly rainfall over Japan and surrounding waters from a combination of low-orbit microwave and geosynchronous IR data. – *Journal of Applied Meteorology* 32: 335-356.

AMBARTSUMIAN, V.A. 1958: *Theoretical astrophysics*. – Pergamon Press, New York, 645 pp.

AMORATI, R., P.P. ALBERONI, V. LEVIZZANI, & S. NANNI (2000): IR-based satellite and radar rainfall estimates of convective storms over Northern Italy. – *Meteorological Applications* 7: 1-18.

ANAGNOSTOU, E.N. & C.D. KUMMEROW (1997): Stratiform and convective classification of rainfall using SSM/I 85-GHz brightness temperature observations. – *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 14: 570-575.

- ANIOL, R. (1980): Über kleinräumige und zeitliche Variationen der Niederschlagsintensität. – *Meteorologische Rundschau* 33: 50-56.
- ARKIN, P.A. (1979): The relationship between the fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-scale array. – *Monthly Weather Review* 107: 1382-1387.
- ARKIN, P.A. & P.E. ARDANUY (1989): Estimating climatic-scale precipitation from space: A review. – *Journal of Climate* 2: 1229-1238.
- ARKIN, P.A. & J.E. JANOWIAK (1991): Analyses of the global distribution of precipitation. – *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 16: 5-16.
- ARKIN, P.A., R. JOYCE & J.E. JANOWIAK (1994): The estimation of global monthly mean rainfall using infrared satellite data: The GOES Precipitation Index (GPI). – *Remote Sensing Reviews* 11: 107-124.
- ARKIN, P.A. & B.N. MEISNER (1987): The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982-84. – *Monthly Weather Review* 115: 51-74.
- ARKIN, P.A. & P. XIE (1994): The Global Precipitation Climatology Project: First algorithm intercomparison project. – *Bulletin of the American Meteorological Society* 75: 401-419.
- AUSTIN, P.H., Y. WANG, R. PINCUS & V. KUJALA (1995): Precipitation in stratocumulus clouds: Observational and modelling results. – *Journal of the Atmospheric Sciences* 52: 2329-2352.
- BA, M.B. & A. GRUBER (2000): Routine rainfall estimation from geostationary satellite. – *Proceedings of the 2000 Eumetsat Meteorological Satellite Data Users' Conference*, EUM 29: 379-386.
- BA, M.B. & S.E. NICHOLSON (1998): Analysis of convective activity and its relationship to the rainfall over the Rift Valley lakes of East Africa during 1983-90 using the Meteosat infrared channel. – *Journal of Applied Meteorology* 37: 1250-1264.
- BARRETT, E.C., R.F. ALDER, P. BAUER, W. BERG, A. CHANG, R. FERRARO, J. FERRIDAY, S. GOODMAN, Y. HONG, J. JANOWIAK, C. KIDD, D.R. KNIVETON, M. MORRISSEY, W. OLSON, G. PETTY, B. RUDOLF, A. SHIBATA, E.A. SMITH & R. SPENCER (1994): The first WetNet precipitation intercomparison project: Interpretation of results. – *Remote Sensing Reviews* 11: 303-373.
- BARRETT, E.C. & D.W. MARTIN (1981): The use of satellite data in rainfall monitoring. – Academic Press, London: 340 pp.
- BARTH, M., R. HENNICKER, A. KRAUS & M. LUDWIG (2002): An integrated simulation system for global change research in the upper Danube basin. – First International ICSC-NAISO Symposium on Information Technology in Environmental Engineering, ICSC-NAISO, online verfügbar unter <http://www.cip.informatik.uni-muenchen.de/~barth/publications/100041-00-RH-064.pdf> (Stand: 01.04.2005).

- BARTH, M.C. & D.B. PARSONS (1996): Microphysical processes associated with intense frontal rainbands and the effect of evaporation and melting on frontal dynamics. – *Journal of the Atmospheric Sciences* 53: 1569-1586.
- BAUER, P. (2001): Microwave radiative transfer simulation in clouds: Including a melting layer in cloud model bulky hydrometeor distributions. – *Atmospheric Research* 157: 9-30.
- BAUER, P., A. KHAIN, A. POKROVSKY, R. MENEGHINI, C.D. KUMMEROW, F.S. MARZANO & J.P.V. POIARES BAPTISTA (2000): Combined cloud-microwave radiative transfer modeling of stratiform rainfall. – *Journal of the Atmospheric Sciences* 57: 1082-1104.
- BAUM, B.A., R.F. ARDUINI, B.A. WIELICKI, P. MINNIS & S.-C. TSAY (1994): Multilevel cloud retrieval using multispectral HIRS and AVHRR Data: Nighttime oceanic analysis. – *Journal of Geophysical Research* 99: 5499-5514.
- BAUM, B.A., D.P. KRATZ, P. YANG, S.C. OU, Y. HU, P.F. SOULEN & S.-C. TSAY (2000): Remote Sensing of cloud properties using MODIS Airborne Simulator imagery during SUCCESS 1. Data and models. – *Journal of Geophysical Research* 105: 11767-11780.
- BAUM, B.A., P.F. SOULEN, K.I. STRABALA, M.D. KING, S.A. ACKERMAN, W.P. MENZEL & P. YANG (2000a): Remote sensing of cloud properties using MODIS airborne simulator imagery during SCUCCESS. 2. Cloud thermodynamic phase. – *Journal of Geophysical Research* 105: 11781-11792.
- BELLON, A., S. LOVEJOY & G.L. AUSTIN (1980): Combining satellite and radar data for the short-range forecasting of precipitation. – *Monthly Weather Review* 108: 1554-1566.
- BELIAKOV, I.E., N.A. BEZRUKOVA, S.N. BURKOVSKAYA, A.A. POSTNOV, V.I. SILAYEVA, T.V. TRUTKO & V.M. VOSTRENOV (1984): Mesoscale structure of atmospheric fronts and associated cloud precipitation systems over European USSR. – *Proceedings of the 9th International Conference on Cloud Physics*: 339-342.
- BENDIX, J. (1997): Adjustment of the Convective-Stratiform Technique (CST) to estimate 1991/93 El Niño rainfall distribution in Ecuador and Peru by means of Meteosat-3 data. – *International Journal of Remote Sensing* 18: 1387-1394.
- BENDIX, J. (2000): Precipitation dynamics in Ecuador and Northern Peru during the 1991/92 El Niño: a remote sensing perspective. – *International Journal of Remote Sensing* 21: 533-548.
- BERLINER WETTERKARTE e.V.: Berliner Wetterkarte. Online verfügbar unter <http://wkserv.met.fu-berlin.de/> (Stand: 01.04.2005).
- BLACK, P.G., J.R. PRONI, J.C. WILKERSON & C.E. SAMSURY (1997): Oceanic rainfall detection and classification in tropical and subtropical mesoscale convective systems using underwater acoustic methods. – *Monthly Weather Review* 125: 2014-2042.

- BOOCH, G., J. RUMBAUGH & I. JACOBSON (1999): The Unified Modeling Language Reference Manual. – Addison-Wesley, San Francisco: 576 pp.
- BRENT, R. (1973): Algorithms for minimization without derivatives. – Dover Publications, Mineola: 195 pp.
- BRETHERTON, C.S., T. UTTAL, C.W. FAIRALL, S.E. YUTER, R.A. WELLER, D. BAUMGARDNER, K. COMSTOCK, R. WOOD & G.B. RAGA (2004): The EPIC 2001 stratocumulus study. – Bulletin of the American Meteorological Society 85: 967-977.
- BROWNING, K.A. (1986): Conceptual Models of Precipitation Systems. – Weather and Forecasting 6: 23-41.
- BROWNING, K.A. (1990): Organization of clouds and precipitation in extratropical cyclones. – In: NEWTON, C. & E.O. HOLOPAINEN (eds.): Extratropical Cyclones. The Erik Palmen Memorial Volume. American Meteorological Society, Boston: 129-153.
- BROWNING, K.A. & G.A. MONK (1982): A simple model for the synoptic analysis of cloud fronts. – Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 108: 435-452.
- BUNDESANSTALT FÜR GEWÄSSERKUNDE (2002): Das Auguthochwasser 2002 im Elbegebiet. – Online verfügbar unter <http://www.meteo.uni-koeln.de/content/downloads/elbe2002.pdf> (Stand: 01.04.2005).
- BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND REAKTORSICHERHEIT (Hrsg., 2003): Hydrologischer Atlas von Deutschland. – Freiburger Verlagsdienste, Freiburg.
- CERMAK, J., T. NAUSS, M. DOBBERMANN, J. BENDIX & C. REUDENBACH (2004): An integrated receiving and processing unit for MSG, NOAA and Terra/Aqua data. – Präsentation auf dem Jahrestreffen des AK Fernerkundung der DGfG, Bonn, November 2004.
- CHEN, W.J. & C.C. LI (2002): Rain retrievals using Tropical Rainfall Measuring Mission and Geostationary Meteorological Satellite 5 data obtained during the SCSMEX. – International Journal of Remote Sensing 23: 2425-2488.
- CHENG, M., R. BROWN & C.G. COLLIER (1993): Delineation of precipitation areas using Meteosat infrared and visible data in the region of the United Kingdom. – Journal of Applied Meteorology 32: 884-898.
- CHENG, M. & R. BROWN (1995): Delineation of precipitation areas by correlation of Meteosat visible and infrared data with radar data. – Monthly Weather Review 123: 2743-2757.
- CHYLEK, P. (1978): Extinction and liquid water content of fogs and clouds. – Journal of the Atmospheric Sciences 35: 296-300.
- DEIERMENDJIAN, A. (1969): Electromagnetic scattering on spherical polydispersions. – Elsevier, New York: 290 pp.

DEUTSCHER WETTERDIENST (2002): Das Niederschlagsgeschehen in Mitteleuropa in den ersten 12 Tagen des August 2002. – Online verfügbar unter http://www.glowa-elbe.de/presse/02_08_00dwd-rr-extrem.pdf (Stand 01.04.2005).

DOWNING, H.D. & D. WILLIAMS (1975): Optical constants of water in the infrared. – *Journal of Geophysical Research* 80: 1656-1661.

DRÜEN, B. & G. HEINEMANN (1998): Rain rate estimation from a synergetic use of SSM/I, AVHRR and meso-scale numerical model data. – *Meteorology and Atmospheric Physics* 66: 65-85.

EBERT, E.E. (2002): Verifying satellite precipitation estimates for weather and hydrological applications. – *Proceedings of the 1st IPWG Workshop*. Online verfügbar unter <http://www.isac.cnr.it/~ipwg/meetings/madrid/madrid2002-pres.html> (Stand 01.04.2005).

EBERT, E.E. (2004): Monitoring the quality of operational and semi-operational satellite precipitation estimates: the IPWG validation / intercomparison study – the IPWG validation/intercomparison study. *Proceedings of the 2nd IPWG Workshop*. – Im Druck bzw. dann online verfügbar über <http://www.isac.cnr.it/%7Eipwg/reports.html> (Stand 01.05.2005).

EBERT, E.E., M.J. MANTON, P.A. ARKIN, R.J. ALLAM, G.E. HOLPIN & A. GRUBER (1996): Results from the GPCP algorithm intercomparison programme. – *Bulletin of the American Meteorological Society* 77: 2875-2887.

EBERT, E.E. & G. WEYMOUTH (2003): The Australian operational daily rain gauge analysis. GEWEX-GPCP Workshop on Objective Analysis of Precipitation. Online verfügbar unter http://www.ecmwf.int/newsevents/meetings/workshops/2003/GEWEX_precipitation_analysis/Beth_Ebert.pdf (Stand: 01.04.2005).

ECMWF (EUROPEAN CENTRE FOR MEDIUM-RANGE WEATHER FORECAST, 2005): ERA Project. – Online verfügbar unter <http://www.ecmwf.int/research/era/ERA-15/index.html> (Stand: 01.04.2005).

EVANS, J.E. (2001): Tactical weather decision support to complement "strategic" traffic flow management for convective weather. – 4th USA/Europe Air Traffic Management R&D Seminar, Santa Fe, New Mexico. Online verfügbar unter http://www.ll.mit.edu/AviationWeather/WW-10282_evans.pdf (Stand: 01.04.2005).

EVANS, S.J. & J.D. HAIGH (1995): The retrieval of total optical depth and effective droplet radius of clouds from solar reflection measurements using the along track scanning radiometer-2 (ATSR-2). – *Geophysical Research Letters* 22: 695-698.

FERRARO, R.R., N.C. GRODY & G.F. MARKS (1994): Effects of surface conditions on rain identification using the DMSP-SSM/I. – *Remote Sensing Reviews* 11: 195-210.

- FERRARO, R.R., E.A. SMITH, W. BERG & G.J. HUFFMAN (1998): A screening methodology for passive microwave precipitation retrieval algorithms. – *Journal of the Atmospheric Sciences* 55: 1583-1600.
- FERREIRA, F., P. AMAYENC, S. OURY & J. TESTUD (2001): Study and test of improved rain estimates from the TRMM precipitation radar. – *Journal of Applied Meteorology* 40: 1878-1899.
- FREYTAG, C. (1990): Modifications of the structure of cold fronts over the foreland and in a mountain valley. – *Meteorology and Atmospheric Physics* 43: 69-76.
- FRÜH, B., J.W. SCHIPPER, A. PFEIFFER, V. WIRTH & J. EGGER (2005): Using mesoscale climate simulations as a predictor for highly resolved precipitation for the us in hydrological models. – Vordruck eines zum Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society eingereichten Artikels.
- GAO, Z. & J. ZHANG (1988): The basic characteristics of the winter northern Xinjiang stratiform cloud system. – *Proceedings of the 10th international Conference on cloud physics*: 389-392.
- GERMOGENOVA, T.A. (1963): Some formulas to solve the transfer equation in the plane layer problem. – In: STEPANOV, B.I. (ed.): *Spectroscopy of Scattering Media*. Academy of Sciences of BSSR, Minsk: 36-41.
- GONZÁLEZ, A., J.C. PÉREZ, F. HERRERA, F. ROSA, M.A. WETZEL, R.D. BORYS & D.H. LOWENTHAL (2002): Stratocumulus properties retrieval method from NIOAA-AVHRR data based on the discretization of cloud parameters. – *International Journal of Remote Sensing* 23: 627-645.
- GOODISON, B.E., P.Y.T. LOUIE & D. YANG (1998): WMO solid precipitation measurement intercomparison. Final Report. – WMO/TD 872, Instruments and Observing Methods Report 67: 212 pp.
- GRELL, G., J. DUDHIA & D.A. STAUFFER (1995): A description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). – NCAR Technical Note, NCAR/TN-398+STR: 122 pp.
- GRIFFITH, C.G., W.L. WOODLEY, P.G. GRUBE, D.W. MARTIN, J. STOUT & D.N. SIKDAR (1978): Rain estimation from geosynchronous satellite imagery - visible and infrared studies. – *Monthly Weather Review* 106: 1153-1171.
- GRODY, N.C. (1984): Precipitation monitoring over land from satellites by microwave radiometry. – *Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS' 84)*, ESA SP-215: 417-423.
- GRODY, N.C. (1991): Classification of snow cover and precipitation using the Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I). – *Journal of Geophysical Research* 96: 7423-7435.
- GRUBER, A. (1973): Estimating rainfall in regions of active convection. – *Journal of Applied Meteorology* 12: 110-118.

- GSF (Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit, Hrsg., 2002): GLOWA. German Program on Global Change in the Hydrological Cycle (Phase I, 2000-2003). – Status Report 2002, München: 127 pp.
- HAGEN, M., H.-H. SCHIESSER & M. DORNINGER (2000): Monitoring of mesoscale precipitation systems in the alps and the northern alpine foreland by radar and rain gauges. – *Meteorology and Atmospheric Physics* 72: 87-100.
- HALE, G.M. & M.R. QUERRY (1973): Optical constants of water in the 200-nm to 200- μ m wavelength region. – *Applied Optics* 12: 555-563.
- HAN, Q., W.B. ROSSOW & A.A. LACIS (1994): Near-global survey of effective droplet radii in liquid water clouds using ISCCP data. – *Journal of Climate* 7: 465-497.
- HAN, Q., W. ROSSOW, R. WELCH, A. WHITE & J. CHOU (1995): Validation of satellite retrievals of cloud microphysics and liquid water path using observations from FIRE. – *Journal of the Atmospheric Sciences* 52: 4183-4195.
- HANSEN, J.E. (1971): Multiple scattering of polarized light in planetary atmospheres. Part II. Sunlight reflected by terrestrial water clouds. – *Journal of the Atmospheric Sciences* 28: 1400-1426.
- HANSEN, J.E. & L.D. TRAVIS (1974): Light scattering in planetary atmospheres. – *Space Science Reviews* 16: 527-610.
- HASTINGS, D.A., & J.E. WILLIAM (1992): The Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR): A Brief Reference Guide. – *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 58: 1183-1188.
- HAUSCHILD, H., M. REISS, B. RUDOLF & U. SCHNEIDER (1992): Die Verwendung von Satellitendaten im WZN. *Meteorologische Zeitschrift* 1: 58-66.
- HEINEMANN, T., A. LATTANZIO & F. ROVEDA (2002): The Eumetsat multi-sensor precipitation estimate (MPE). – *Proceedings of the 1st IPWG Workshop*. Online verfügbar unter <http://www.isac.cnr.it/~ipwg/meetings/madrid/madrid2002-pres.html> (Stand 01.04.2005).
- HENYEV, L.C. & J.L. GREENSTEIN (1941): Diffuse radiation in the galaxy. – *Astrophysical Journal* 93: 70-83.
- HEYMSFIELD, A.J. (1977): Precipitation development in stratiform ice clouds: a microphysical and dynamical study. – *Journal of the Atmospheric Sciences* 34: 367-381.
- HOBBS, P.V., T.J. MATEJKA, P.H. HERZEGH, J.D. LOCATELLI & R.A. HOUZE (1980): The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. I: a case study of a cold front. – *Journal of the Atmospheric Sciences* 37: 568-596.
- HOLLINGER, J.P., J.L. PEIRCE & G.A. POE (1990): SSM/I instrument evaluation. – *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 28: 781-790.
- HOUZE, R.A. (1993): *Cloud dynamics*. – Academic Press, San Diego: 573 pp.

- HOUZE, R.A. (1997): Stratiform precipitation in regions of convection: a meteorological paradox? – *Bulletin of the American Meteorological Society* 78: 2179-2196.
- HSU, K.-L., X. GAO & S. SOROOSHIAN (2002): Rainfall estimation using cloud texture classification mapping. – *Proceedings of the 1st IPWG Workshop*. Online verfügbar unter <http://www.isac.cnr.it/~ipwg/meetings/madrid/madrid2002-pres.html> (Stand 01.04.2005).
- HU, Y.X. & K. STAMNES (1993): An accurate parameterization of the radiative properties of water clouds suitable for use in climate models. – *Journal of Climate* 6: 728-742.
- HUFFMAN, G.J., R.F. ADER, P. ARKIN, A. CHANG, R. FERRARO, A. GRUBER, J. JANOWIAK, A. McNAB, B. RUDOLF & U. SCHNEIDER (1997): The global precipitation climatology project (GPCP) combined precipitation dataset. – *Bulletin of the American Meteorological Society* 78: 5-20.
- HUNT, G.E. (1973): Radiative properties of terrestrial clouds at visible and infra-red thermal window wavelengths. – *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 99: 346-369.
- IGUCHI, T., T. KOZU, R. MENEGHINI, J. AWAKA & K. OKAMOTO (2000): Rain-profiling algorithm for the TRMM precipitation radar. – *Journal of Applied Meteorology* 39: 2038-2052.
- JANEKE, M. (1995): Der Radarverbund des Deutschen Wetterdienstes als Hilfsmittel der regionalen und lokalen Gewitterprognose. – *Promet* 24: 55-72.
- JANOWIAK, J.E. (2004): Validation of satellite-derived rainfall estimates and numerical model forecasts of precipitation over the U.S. – *Proceedings of the 2nd IPWG Workshop*. Im Druck bzw. dann online verfügbar über <http://www.isac.cnr.it/%7Eipwg/reports.html> (Stand 01.05.2005).
- JOHNSON, R.H. & G.S. YOUNG (1983): Heat and moisture budgets of tropical mesoscale anvil clouds. – *Journal of the Atmospheric Sciences* 40: 2138-2147.
- JOLIVET, D. & A.J. FEIJT (2003): Cloud thermodynamic phase and particle size estimation using the 0.67 and 1.6 microns channels from meteorological satellites. – *Atmospheric Chemistry and Physics* 3: 4461-4488.
- JOSS, J. & A. WALDVOGEL (1990): Precipitation measurement and hydrology. A review. – In: ATLAS, D. (ed.): *Radar in Meteorology*. AMS, Boston, 577-606.
- JOYCE, R.J., J.E. JANOWIAK, P. A. ARKING & P. XIE (2004): CMORPH: a method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *Jolivet Journal of Hydrometeorology* 5: 487-503.

- KAKANE, V.C.K. & J. IMBERNON (1992): Estimation of rainfall in Senegal using the satellite NOAA-9/AVHRR. *Jolivet International Journal of Remote Sensing* 13: 2059-2068.
- KATAGIRI, S. & T. NAKAJIMA (2004): Radiative characteristics of cirrus clouds as retrieved from AVHRR. *Jolivet Journal of the Meteorological Society of Japan* 82: 81-99.
- KAWAMOTO, K., T. NAKAJIMA & T.Y. NAKAJIMA (2001): A global determination of cloud microphysics with AVHRR remote sensing. *Jolivet Journal of Climate* 14: 2054-2068.
- KERRACHE, M. & J. SCHMETZ (1988): A precipitation index from the ESOC climatological data set. – *ESA Journal* 12: 379-383.
- KEY, J. & A.J. SCHWEIGER (1998): Tools for atmospheric radiative transfer: Streamer and FluxNet. – *Computers and Geosciences* 24: 443-451.
- KIDD, C. (1998): On rainfall retrieval using polarization-corrected temperatures. – *International Journal of Remote Sensing* 19: 981-996.
- KIDD, C. (2004): Validation of satellite rainfall estimates over the mid-latitudes. – Im Druck bzw. dann online verfügbar über <http://www.isac.cnr.it/%7Eipwg/reports.html> (Stand 01.05.2005).
- KIDDER, S.Q. & T.H. VONDER HAAR (1995): *Satellite meteorology: An introduction*. – Academic Press, London. 466 pp.
- KIEHL, J.T. (1994): Sensitivity of a GCM climate simulation to differences in continental versus maritime cloud drop size. – *Journal of Geophysical Research* 99: 23107-23115.
- KING, M.D. (1983): Number of terms required in the fourier expansion of the reflection function for optically thick atmospheres. – *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 30: 143-161.
- KING, M.D. (1987): Determination of the scaled optical thickness of clouds from reflected solar radiation measurements. – *Journal of the Atmospheric Sciences* 44: 1734-1751.
- KING, M.D. & R. GREENSTONE (1999): *EOS Reference Handbook*. Goddard Space Flight Center. – Online verfügbar unter http://eosps0.gsfc.nasa.gov/ftp_docs/handbook99.pdf (Stand 01.04.2005).
- KING, M.D., Y.J. KAUFMAN, W.P. MENZEL & D. TANRÉ (1992): Remote sensing of cloud, aerosol, and water vapor properties from the moderate resolution imaging spectrometer (MODIS). – *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 30: 2-27.
- KING, M.D., W.P. MENZEL, Y.J. KAUFMAN, D. TANRÉ, B.-C. GAO, S. PLATNICK, S.A. ACKERMAN, L.A. REMER, R. PINCUS & P.A. HUBANKS (2003): Cloud and aerosol properties, precipitable water and profiles of temperature and water vapor from MODIS. – *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 41: 442-458.

- KING, M.D., S.-C. TSAY, S.E. PLATNICK, M. WANG & K.-N. LIOU (1997): Cloud retrieval algorithms for MODIS: Optical thickness, effective particle radius, and thermodynamic phase. – NASA, ATBD: 83 pp.
- KING, P.W.S., W.D. HOGG & P.A. ARKIN (1995): The role of visible data in improving satellite rain-rate estimates. – *Journal of Applied Meteorology* 34: 1608-1621.
- KLEESPIES, T.J. (1995): The retrieval of marine stratiform cloud properties from multiple observations in the 3.9 μm window under conditions of varying solar illumination. – *Journal of Applied Meteorology* 34: 1512-1524.
- KOKHANOVSKY, A.A. (2002): Simple approximate formula for the reflection function of a homogeneous, semi-infinite turbid medium. – *Journal of the Optical Society of America* 19: 957-960.
- KOKHANOVSKY, A.A. (2003): Light scattering media optics. Problems and solutions. – 3. Ausgabe, Springer, Berlin: 299 pp.
- KOKHANOVSKY, A.A. (2004): Optical properties of terrestrial clouds. *Earth-Science Review* 64: 189-241.
- KOKHANOVSKY, A.A. (2004a): Reflection of light from nonabsorbing semi-infinite cloudy media: a simple approximation. – *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 85: 25-33.
- KOKHANOVSKY, A.A., T. NAKAJIMA & E.P. ZEGE (1998): Physically based parameterizations of the short-wave radiative characteristics of weakly absorbing optically thick media: application to liquid-water clouds. – *Applied Optics* 37: 4750-4757.
- KOKHANOVSKY, A.A. & T. NAUSS (2005): Satellite-based retrieval of ice cloud properties using a semi-analytical algorithm. *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, 110/D19, D19206, 10.1029/2004JD005744
- KOKHANOVSKY, A.A. & V.V. ROZANOV (2003): The reflection function of optically thick weakly absorbing turbid layers: a simple approximation. – *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 77: 165-175.
- KOKHANOVSKY, A.A., V.V. ROZANOV, T. NAUSS, C. REUDENBACH, J.S. DANIEL, H.L. MILLER & J.P. BURROWS (2005). The semianalytical cloud retrieval algorithm for SCIAMACHY. I: The validation. – *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions* 5: 1995-2015.
- KOKHANOVSKY, A.A., V.V. ROZANOV, M. VOUNTAS, M. BUCHWITZ & J.P. BURROWS (2004): Semi-analytical cloud retrieval algorithm for SCIAMACHY/ENVISAT. – ATBD: 27 pp.
- KOKHANOVSKY, A.A., V.V. ROZANOV, E.P. ZEGE, H. BOVENSMANN & J.P. BURROWS (2003): A semianalytical cloud retrieval algorithm using backscattered radiation in 0.4-2.4 μm spectral region. – *Journal of Geophysical Research* 108: AAC 4-1-AAC 4-19.
- KOKHANOVSKY, A.A. & E.P. ZEGE (1995): Local optical parameters of spherical polydispersions: simple approximations. *Applied Optics* 34: 5513-5519.

- KOKHANOVSKY, A.A. & E.P. ZEGER (1997): Optical properties of aerosol particles: a review of approximate analytical solutions. – *Journal of Aerosol Science* 28: 1-21.
- KOKHANOVSKY, A.A. & E.P. ZEGER (1997a): Physical parametrization of local optical characteristics of cloudy media. – *Atmospheric and Oceanic Physics* 33: 209 – 218.
- KOKHANOVSKY, A.A. & E.P. ZEGER (1998): On remote sensing of water clouds from space. – *Advances in Space Research* 21: 425-428.
- KOU, L., D. LABRIE & P. CHYLEK (1993): Refractive indices of water and ice in the 0.65- to 2.5- μ m spectral range. – *Applied Optics* 32: 3531-3540.
- KRAJEWSKI, W.F., G.J. CIACH, J.R. MCCOLLUM & C. BACOTIU (2000): Initial verification of the Global Precipitation Climatology Project monthly rainfall over the United States. – *Journal of Applied Meteorology* 39: 1071-1086.
- KRAKOVSKAIA, S.V. & A.M. PIRNACH (1998): A theoretical study of the microphysical structure of mixed stratiform frontal clouds and their precipitation. – *Atmospheric Research* 47-48: 491-503.
- KRAUS, H. (1995): Das neue Bild von den atmosphärischen Fronten. – *Erdkunde* 49: 81-105.
- KUMMEROW, C.D. (1998): Beamfilling errors in passive microwave rainfall retrievals. – *Journal of Applied Meteorology* 37: 356-370.
- KUMMEROW, C., R.A. MACK & I.M. HAKKARINEN (1989): A self-consistency approach to improve microwave rainfall rate estimation from space. – *Journal of Applied Meteorology* 28: 869-884.
- KUMMEROW, C., W. BARNES, T. KOZU, J. SHIUE & J. SIMPSON (1998): The tropical rainfall measuring mission (TRMM) sensor package. – *Journal of Atmospheric and Ocean Technology* 15: 809-817.
- KUMMEROW, C.D., Y. HONG, W.S. OLSON, S. YANG, R.F. ADLER, J. MCCOLLUM, R. FERRARO, G. PETTY, D.-B. SHIN & T.T. WILHEIT (2001): The evolution of the Goddard Profiling Algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors. – *Journal of Applied Meteorology* 40: 1801-1820.
- KUMMEROW, C.D. & L. GIGLIO (1994): A passive microwave technique for estimating rainfall and vertical structure information from space. Part I: Algorithm description. – *Journal of Applied Meteorology* 33: 3-18.
- KUMMEROW, C.D. & L. GIGLIO (1994a): A passive microwave technique for estimating rainfall and vertical structure information from space. Part II: Applications to SSM/I data. – *Journal of Applied Meteorology* 33: 19-34.
- KURINO, T. (1997): A satellite infrared technique for estimating “deep/shallow” precipitation. – *Advances in Space Research* 19: 511-514.
- KURZ, M. (1990): The influence of the apls on structure and behaviour of cold fronts over southern Germany. – *Meteorology and Atmospheric Physics* 43: 61-68.

- KURZ, M. (1994): Die Kaltfront vom 10.02.1991. – *Meteorologische Zeitschrift* 3: 275-287.
- LANG, P. (1997): Niederschlagsquantifizierung auf der Basis von Radardaten. – *Promet* 26: 22-32.
- LENSKY, I.M. & D. ROSENFELD (1997): Estimation of precipitation area and rain intensity based on the microphysical properties retrieved from NOAA AVHRR data. – *Journal of Applied Meteorology* 36: 234-242.
- LENSKY, I.M. & D. ROSENFELD (2003): Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds at night-time. – *Journal of Applied Meteorology* 42: 1227-1233.
- LEVIZZANI, V. (1998): Intense rainfall monitoring from geostationary satellites. – *Proceedings of the 9th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography*: 327-330.
- LEVIZZANI, V. (1999): Convective rain from a satellite perspective: Achievements and challenges. – *SAF Training Workshop on Nowcasting and very short range Forecasting*, EUM 25: 75-84.
- LEVIZZANI, V. (2000): Satellite rainfall estimates: a look back and a perspective. – *Proceedings of the 2000 Eumetsat Meteorological Satellite Data Users' Conference*, EUM 29: 344-353.
- LEVIZZANI, V. (2002): RAINCLOUDS. Satellite rain and cloud probing for monitoring and forecasting water resources at different time scale. An Integrated Project in response to EU Invitation to Submit Expressions of Interest Identifier: [EOI.FP6.2002]. – Online verfügbar unter http://eoi.cordis.lu/docs/int_27973.pdf (Stand 01.04.2005).
- LEVIZZANI, V. (2003): Satellite rainfall estimations: new perspectives for meteorology and climate from the EURAINSAT project. – *Annales Geophysicae* 46: 363-372.
- LEVIZZANI, V., F. PORCÙ & F. PRODI (1990): Operational rainfall estimation using METEOSAT infrared imagery: An application in Italy's Arno river basin – Its potential and drawbacks. – *ESA Journal* 14: 313-323.
- LEVIZZANI, V., P.P. ALBERONI, P. BAUER, L. BOTTAI, A. BUZZI, E. CATTANI, M. CERVINO, P. CIOTTI, M.J. COSTA, S. DIETRICH, B. GOZZINI, A. KHAIN, C. KIDD, F.S. MARZANO, F. MENEGUZZO, S. MIGLIORINI, A. MUGNAI, F. PORCÙ, F. PRODI, R. RIZZI, D. ROSENFELD, L. SCHANZ, E.A. SMITH, F. TAMPIERI, F. TORRICELLA, J.F. TURK, G.A. VICENTE & G. ZIPOLI (2000): Use of the MSG SEVIRI channels in a combined SSM/I, TRMM and geostationary IR method for rapid updates of rainfall. – *Proceedings of the 1st MSG-RAO Workshop*, ESA SP-452: 63-66.
- LEVIZZANI, V., P. BAUER, A. BUZZI, S. DAVOLIO, D.E. HINSMAN, C. KIDD, F.S. MARZANO, F. MENEGUZZO, A. MUGNAI, J.P.V. BAPTISTA POARES, F. PORCÙ, F. PRODI, J.F.W. PURDOM, D. ROSENFELD, J. SCHMETZ, E.A. SMITH, F. TAMPIERI, F.J.

TURK & G.A. VICENTE (2001): Eurainsat - Looking into the future of satellite rainfall estimations. – Proceedings of the 2001 Eumetsat Meteorological Satellite Data Users' Conference EUM 33: 375-384.

LEVIZZANI, V., P. BAUER, A. BUZZI, S. DAVOLIO, D.E. HINSMAN, C. KIDD, F.S. MARZANO, F. MENEGUZZO, A. MUGNAI, J.P.V. BAPTISTA POARES, F. PORCU, F. PRODI, J.F.W. PURDOM, D. ROSENFELD, J. SCHMETZ, E.A. SMITH, F. TAUPIERI, F.J. TURK & G.A. VICENTE (2001a): EURAINSAT: European Satellite Rainfall Analysis and Monitoring at the Geostationary scale. – Proceedings of the 11th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography: 650-653.

LEVIZZANI, V., J. SCHMETZ, H.J. LUTZ, J. KERKMANN, P.P. ALBERONI & M. CERVINO (2001b): Precipitation estimations from geostationary orbit and prospects for Meteosat Second Generation. – Meteorological Applications 8: 23-41.

LEVIZZANI, V., R. AMORATI & F. MENEGUZZO (2002): A review of satellite-based rainfall estimation methods. WP6 - Implementation of techniques for satellite image derived rainfall estimates. – Online verfügbar unter <http://www.isao.bo.cnr.it/~meteosat/papers/MUSIC-Rep-Sat-Precip-6.1.pdf> (Stand 01.04.2005).

LIU, K.N. (1976): On the absorption, reflection and transmission of solar radiation in cloudy atmospheres. – Journal of the Atmospheric Sciences 33: 798-805.

LIU, K.N. (1992): Radiation & cloud processes in the atmosphere. Theory, observation and modeling. – Oxford University Press, New York: 533 pp.

LIU, K.N. (2002): An introduction to atmospheric radiation. – 2. Ausgabe, Academic Press, Amsterdam: 583 pp.

LIU, K.N. & J.E. HANSEN (1971): Intensity and polarization for single scattering by polydisperse spheres: A comparison of ray optics and Mie theory. – Journal of the Atmospheric Sciences 28: 772-784.

LIU, K.N. & G.D. WITTMAN (1979): Parameterization of the radiative properties of clouds. – Journal of the Atmospheric Sciences 36: 1261-1273.

LIPTON, A.E. & G.D. MODICA (1999): Assimilation of visible-band satellite data for mesoscale forecasting in cloudy conditions. – Monthly Weather Review 127: 265-278.

LOEB, N.G. & R. DAVIES (1996): Observational evidence of plane parallel model biases: The apparent dependence of cloud optical depth on solar zenith angle. – Journal of Geophysical Research 101: 1621-1634.

LOVEJOY, S. & G.L. AUSTIN (1979): The delineation of rain areas from visible and IR satellite data for GATE and mid-latitudes. – Atmosphere-Ocean 17: 77-92.

- LUDWIG, R., W. MAUSER, S. NIEMEYER, A. COLGAN, R. STOLZ, H. ESCHER-VETTER, M. KUHN, M. REICHSTEIN, J. TENHUNEN, A. KRAUS, M. LUDWIG, M. BARTH & R. HENNICKER (2003): Web-based modelling of energy, water and matter fluxes to support decision making in mesoscale catchments-the integrative perspective of GLOWA-Danube. – *Physics and Chemistry of the Earth* 28: 621-634.
- MARKEL, V.A. (2002): The effects of averaging on the enhancement factor for absorption of light by carbon particles in microdroplets of water. – *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 72: 765-774.
- MAUSER, W. (2001): DANUBIA software documentation. DANUBIA Meteorological Stations Data. – GLOWA-Danube papers, Technical Release 3.
- MAUSER, W., R. STOLZ & A. COLGAN (2002): GLOWA-Danube: Integrative Techniques, Scenarios and Strategies regarding Global Change of the Water Cycle. – GSF Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit (ed.): GLOWA. German Program on Global Change in the Hydrological Cycle (Phase I, 2000-2003). Status Report 2002, München: 31-34.
- MAYER, B., M. SCHRÖDER, R. PREUSKER & L. SCHÖLLER (2004): Remote sensing of water cloud droplet size distributions using the backscatter glory: a case study. – *Atmospheric Chemistry and Physics* 4: 2239-2262.
- MBRC (2005): IPWG Validierungsprojekt Australien. – Online verfügbar unter http://www.bom.gov.au/bmrc/SatRainVal/sat_val_aus.html (Stand: 01.04.2005).
- MCGRAW, R., S. NEMESURE & S.E. SCHWARTZ 1998: Properties and evolution of aerosols with size distributions having identical moments. – *Journal of Aerosol Science* 29: 761-772.
- MELANI, S., E. CATTANI, V. LEVIZZANI, M. VERVINO, F. TORRICELLA, T. ROTHER, M. HESS & K. SCHMIDT (2000): Simulations of ice crystal optical properties and cloud top radiative structure of deep convective storms in the MSG SEVIRI VIS and IR channels. – *Proceedings of the 2000 Eumetsat Meteorological Satellite Data Users' Conference*. Eumetsat EUM P 29: 268-275.
- MENZ, G. (1997): Regionalization of precipitation models in east Africa using Meteosat data. *International Journal of Climatology* 17: 1011-1027.
- MENZEL, W.P. & J.F. PURDOM (1994): Introducing the GOES I: The first of a new generation of Geostationary Operational Environmental Satellites. – *Bulletin of the American Meteorological Society* 75: 757-781.
- MIE, G. (1908): Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. – *Annalen der Physik* 25: 377-445.
- MILLER, S.W., P.A. ARKIN, & R.J. JOYCE (2000): A combined microwave/infrared rain rate algorithm. – *International Journal of Remote Sensing* 22: 3285-3307.
- MININ, I.N. (1988): Radiative transfer theory in planetary atmospheres. – Nauka, Moskau: 264 pp. (in russischer Sprache).

- MINNIS, P., D.P. GARBER, D.F. YOUNG, R.F. ARDUINI & Y. TAKANO (1998): Parameterizations of reflectance and effective emittance for satellite remote sensing of cloud properties. – *Journal of the Atmospheric Sciences* 55: 3313-3339.
- MISHCHENKO, M.I., J.M. DLUGACH, E.G. YANOVITSKIY & N.T. ZAKHAROVA (1999): Bidirectional reflectance of flat, optically thick particulate layers: An efficient radiative transfer solution and applications to snow and soil surfaces. – *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 63: 409-432.
- MISHCHENKO, M.I., L.D. TRAVIS & A.A. LACIS (2002): *Scattering, Absorption, and Emission of Light by Small Particles*. – Cambridge University Press, Cambridge: 485 pp.
- MITCHELL, D.L. (2000): Parameterization of the Mie extinction and absorption coefficients for water clouds. – *Journal of the Atmospheric Sciences* 57: 1311-1326.
- MUGNAI, A., H.J. COOPER, E.A. SMITH & G.J. TRIPOLI (1990): Simulation of microwave brightness temperatures of an evolving hailstorm at SSM/I frequencies. – *Bulletin of the American Meteorological Society* 71: 2-13.
- MUGNAI, A., E.A. SMITH & G.J. TRIPOLI (1993): Foundations for statistical-physical precipitation retrieval from passive microwave satellite measurements. Part II: Emission-source and generalized weighting-function properties of a time-dependent cloud-radiation model. – *Journal of Applied Meteorology* 32: 17-39.
- MÜNCHENER RÜCK (1999): *Topics 2000. Naturkatastrophen – Stand der Dinge. Sonderheft Millenium*. – München: 126 pp.
- Münchener Rück (2003): *Topics. Annual review: natural catastrophes 2002*. – München: 49 pp.
- MURPHY, A.H. (1993): What is a good forecast: An essay on the nature of goodness in weather forecasting. – *Weather Forecasting* 8: 281-293.
- NAKAJIMA, T., M.D. KING, J.D. SPINHIRNE & L.F. RADKE (1991): Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements. Part II: Marine stratocumulus observations. – *Journal of the Atmospheric Sciences* 48: 728-750.
- NAKAJIMA, T.Y., T. NAKAJIMA, S. KATAGIRI, T. TAKAMURA & I. OKADA (2004): Cloud properties observed by Global Imager (GLI). – *Proceedings of the SPIE* 5570: 22-32.
- NAKAJIMA, T. & M.D. KING (1990): Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements. Part I: Theory. – *Journal of the Atmospheric Sciences* 47: 1878-1893.
- NAKAJIMA, T. & M.D. KING (1992): Asymptotic theory for optically thick layers: Application to the discrete ordinates method. – *Applied Optics* 31: 7669-7683.

- NAKAJIMA, T.Y. & T. NAKAJIMA (1995): Wide-area determination of cloud microphysical properties from NOAA AVHRR measurements for FIRE and ASTEX regions. – *Journal of the Atmospheric Sciences* 52: 4043-4059.
- NAKAJIMA, T. & M. TANAKA (1986): Matrix formulations for the transfer of solar radiation in a plane-parallel scattering atmosphere. – *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 35: 13-21.
- NAKAJIMA, T. & M. TANAKA (1988): Algorithms for radiative intensities calculations in moderately thick aeres using a truncation approximation. – *Journal of quantitative Spectroscopy and radiative Transfer* 40: 51-69.
- NAUSS, T. (2004): DANUBIA software documentation. DANUBIA AtmoSat. – GLOWA-Danube papers, Technical Release 5.
- NAUSS, T., A.A. KOKHANOVSKY, T.Y. NAKAJIMA, C. REUDENBACH & J. BENDIX (2005): The intercomparison of selected cloud retrieval algorithms. *Atmospheric Research* 78, 46-78.
- NAUSS, T. & J. BENDIX (2005): An operational MODIS processing scheme for PC dedicated to direct broadcasting applications in meteorology and earth sciences. *Computers and Geosciences* 31/6, 804-808.
- NCSA (NATIONAL CENTER FOR SUPERCOMPUTING APPLICATIONS, 2003): HDF4 User's Guide. – Online verfügbar unter: <ftp://ftp.ncsa.uiuc.edu/HDF/HDF/Documentation/HDF4.2r0/> (Stand 01.04.2005).
- NEGRI, A.J., R.F. ADLER & J.P. WETZEL (1984): Rain estimation from satellites: An examination of the Griffith-Woodley Technique. – *Journal of Climate and Applied Meteorology* 23: 102-116.
- NEGRI, A.J., R.F. ADLER & L. XU (2002): A TRMM-calibrated infrared technique for global rainfall estimation. – *Proceedings of the 1st IPWG Workshop*. Online verfügbar unter <http://www.isac.cnr.it/~ipwg/meetings/madrid/madrid2002-pres.html> (Stand 01.04.2005).
- NEGRI, A.J. & R.F. ADLER (1993): An intercomparison of three satellite infrared rainfall techniques over japan and surrounding waters. – *Journal of Applied Meteorology* 32: 357-373.
- NIKOLAEVA, O.V., L.P. BASS, T.A. GERMOTENOVA, A.A. KOKHANOVSKY, V.S. KUZNETSOV & B. MAYER (2005): The influence of neighboring clouds on the clear sky reflectance studied with the 3D code RADUGA. – *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 94: 405-424.
- NOAA (2005): IPWG Validierungsprojekt Nordamerika. – Online verfügbar unter http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/janowiak/us_web.shtml (Stand: 01.04.2005).
- OLSON, W.S., Y. HONG, C.D. KUMMEROW & J.F. TURK (2001): A texture-polarization method for estimating convective-stratiform precipitation area coverage from passive microwave radiometer data. – *Journal of Applied Meteorology* 40: 1577-1591.

- O'SULLIVAN, F., C.H. WASH, M. STEWART & C.E. MOTELL (1990): Rain estimation from infrared and visible GOES satellite data. – *Journal of Applied Meteorology* 29: 209-223.
- OTTENBACHER, A. & J. SCHMETZ (1994): Relationship of collocated cloud radiances in the Meteosat IR and WV channel. – In: LYNCH, D. (ed.): *Passive infrared remote sensing of clouds and the atmosphere II*. Proceedings of the SPIE 2309: 45-51.
- OU, S.-C., K.-N. LIOU, Y. TAKANO, G.J. HIGGINS, N. LARSEN & R. SLONAKER (2002): Cloud effective particle size and cloud optical thickness. – Raytheon Systems Company, 195 pp. Online verfügbar unter <http://140.90.86.6/IPOarchive/SCI/atbd/msoFEB56.pdf> (Stand: 01.04.2005).
- PAROL, F., J.C. BURIEZ, G. BROGNIEZ & Y. FOUQUART (1991): Information content of AVHRR channels 4 and 5 with respect to the effective radius of cirrus cloud particles. – *Journal of Applied Meteorology* 30: 973-984.
- PÉREZ, J.C., F. HERRERA, F. ROSA, A. GONZÁLEZ, M.A. WETZEL, R.D. BORYS & D.H. LOWENTHAL (2000): Retrieval of marine stratus cloud droplet size from NOAA-AVHRR nighttime imagery. – *Remote Sensing of Environment* 73: 31-45.
- PÉREZ, J.C., P. AUSTIN & A. GONZÁLEZ (2002): A method for the determination of cloud parameters using nighttime MODIS images. – 11th Conference on Atmospheric Radiation. Online verfügbar unter <http://ams.confex.com/ams/pdfpapers/42776.pdf> (Stand: 01.04.2005).
- PETTY, G.W. (1995): The status of satellite-based rainfall estimation over land. – *Remote Sensing of the Environment* 51: 125-137.
- PFEIFFER, A. (2002): DANUBIA software documentation. DANUBIA AtmoMM5. – GLOWA-Danube papers, Technical Release 4.
- PIRNACH, A.M. (1998): The construction and application of numerical models to the study of cloud dynamics and the structure of winter frontal rainbands. – *Atmospheric Research* 47-48: 335-376.
- PITT, E., K. MCNIFF & K. MCNIFF (2001): *Java.rmi: The Remote Method Invocation Guide*. – Addison Wesley Professional Reading, San Francisco: 320 pp.
- PLATNICK, S. (2000): Vertical photon transport in cloud remote sensing problems. – *Journal of Geophysical Research* 105: 22919-22935.
- PLATNICK, S. (2001): Approximations for Horizontal Photon Transport in Cloud Remote Sensing Problems. – *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 68: 75-99.
- PLATNICK, S., M.D. KING, S.A. ACKERMAN, W.P. MENZEL, B.A. BAUM, J.C. RIÉDI & R.A. FREY (2003): The MODIS cloud products: Algorithms and examples from Terra. – *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 41: 459-473.

- POMPEI, A., M. MARROCU, P. BOI & G. DALU (1995): Validation of retrieval algorithms for the infrared remote sensing of precipitation with the Sardinian gauge network data. – *Il Nuovo Cimento* 18 C: 483-496.
- PRUPPACHER, H.R. & J.D. KLETT (1997): Microphysics of clouds and precipitation. – *Atmospheric and oceanographic sciences library* 18, Kluwer, Dordrecht: 976 pp.
- RATHKE, C. & J. FISCHER (2000): Retrieval of cloud microphysical properties from thermal infrared observations by a fast iterative radiance fitting method. – *Journal of Atmospheric and Ocean Technology* 17: 1509-1524.
- REISS, M., H. HAUSCHILD, B. RUDOLF & U. SCHNEIDER (1992): Die Behandlung des systematischen Fehlers bei Niederschlagsmessungen. – *Meteorologische Zeitschrift* 1: 51-58.
- REUDENBACH, C. (2003): Konvektive Sommerniederschläge in Mitteleuropa. Eine Kombination aus Satellitenfernerkundung und numerischer Modellierung zur automatischen Erfassung mesoskaliger Niederschlagsfelder. – *Bonner Geographische Abhandlungen* 109: 152 pp.
- REUDENBACH, C., T. NAUSS & J. BENDIX (2005): Retrieving precipitation with GOES, Meteosat and Terra/MSG at the tropics and midlatitudes. – In: LEVIZZANI, V., P. BAUER & F.J. TURK (eds.): *Measuring precipitation from space*. In Druck.
- REUDENBACH, C. & T. NAUSS (2004): A five year precipitation climatology in the DANUBIAN watershed based on Meteosat data. – *Proceedings of the 2004 Eumetsat Meteorological Satellite Data Users' Conference EUM 41*: 550-557.
- RICHARDS, F. & P. ARKIN (1981): On the relationship between satellite-observed cloud cover and precipitation. – *Monthly Weather Review* 109: 1081-1093.
- ROSENFELD, D. (2000): Application of the added MSG spectral information for insights into cloud microstructure and precipitation processes. – *Proceedings of the 2000 Eumetsat Meteorological Satellite Data Users' Conference, EUM 29*: 253-262.
- ROSENFELD, D., E. CATTANI, S. MELANI & V. LEVIZZANI (2004): Considerations on daylight operation of 1.6- versus 3.7 μ m channel on NOAA and METOP satellites. – *Bulletin of the American Meteorological Society* 85: 873-881.
- ROSENFELD, D. & G. GUTMAN (1994): Retrieving microphysical properties near the tops of potential rain clouds by multispectral analysis of AVHRR data. – *Atmospheric Research* 34: 259-283.
- ROSENFELD, D. & I.M. LENSKY (1998): Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds. – *Bulletin of the American Meteorological Society* 79: 2457-2476.

- ROSSOW, W.B., A.W. WALKER, D.E. BEUSCHEL & M.D. ROITER (1996): International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) documentation of new cloud datasets. – WMO/TD737, World Climate Research Programme (ICSU and WMO): 115 pp.
- ROZANOV, V.V., D. DIEBEL, R.J.D. SPURR & J.P. BURROWS (1997): GOMETRAN: A radiative transfer model for the satellite project GOME - the plane-parallel version. – *Journal of Geophysical Research* 102: 16683-16695.
- ROZANOV, A., V.V. ROZANOV & J.P. BURROWS (2001): A numerical radiative transfermodel for a spherical planetary atmosphere: Combined differential–integral approach involving the Picard iterative approximation. – *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 69: 513-534.
- ROZANOV, V.V., M. BUCHWITZ, K.-U. EICHMANN, R. DE BEEK & J.P. BURROWS (2002): SCIATRAN – A new radiative transfer model for geophysical applications in the 240 – 2400 nm spectral region: The pseudo-spherical version. – *Advances in Space Research* 29: 1831-1835.
- RUDOLF, B., H. HAUSCHILD, M. REISS & U. SCHNEIDER (1992): Die Berechnung der Niederschläge im 2,5° Raster durch ein objektives Analyseverfahren. – *Meteorologische Zeitschrift* 1: 31-51.
- RUDOLF, B. & F. RUBEL (2005): Global Precipitation. In: HANTEL, M. (ed.): *Observed Global Climate*. Springer, Landolt Boernstein New Series V/6, in Vorbereitung.
- RUTLEDGE, S.A. & P.V. HOBBS (1983): The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. VIII: a model for the "seeder-feeder" process in warm-frontal rainbands. – *Journal of the Atmospheric Sciences* 40: 1185-1206.
- RYAN, B.F. (2000): A bulk parameterization of the ice particle size distribution and the optical properties in ice clouds. – *Journal of the Atmospheric Sciences* 57: 1436-1451.
- RYAN, B.F. & K.J. WILSON (1985): The Australian Summertime Cool Change. Part III: subsynoptic and mesoscale model. – *Monthly Weather Review* 113: 224-240.
- SAARIKIVI, P. (1989): Characteristics of mesoscale precipitation bands in southern Finland. – *Monthly Weather Review* 117: 2584-2593.
- SCANEX (2003): IMAPP for Windows Users Manual. – Online verfügbar unter http://www.scanex.ru/downloads/imapp/imappw_um.htm (01.04.2005).
- SCHIESSER, H.H., R.A. HOuze & H. HUNTRIESER (1995): The mesoscale structure of severe precipitation systems in Switzerland. – *Monthly Weather Review* 123: 270-297.

- SCHMETZ, J., P. PILL, S. TJEMKES, D. JUST, J. KERKMANN, S. ROTA & A. RATIER (2002): An introduction to Meteosat Second Generation (MSG). – Bulletin of the American Meteorological Society 83: 977-992
- SCHULZ, J., P. BAUER & C. SIMMER (2002): Synergetic use of TRMM's TMI and PR data for an improved estimate of instantaneous rain rates over Africa. – Proceedings of the 1st IPWG Workshop. Online verfügbar unter <http://www.isac.cnr.it/~ipwg/meetings/madrid/madrid2002-pres.html> (Stand 01.04.2005).
- SCOFIELD, R.A (1987): The NESDIS operational convective precipitation estimation technique. – Monthly Weather Review 115: 1773-1793.
- SCOFIELD, R.A. & L. NAIMENG (1994): The use of satellite imagery during the great floods of 1993. – Proceedings of the 7th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography: 345-350.
- SCOFIELD, R.A. & V.J. OLIVER (1977): A scheme for estimating convective rainfall from satellite imagery. – NOAA Technical Memorandum NESS 86, Department of Commerce, Washington D.C.: 47 pp.
- SELTMANN, J. (1997): Radarforschung im DWD: Vom Scan zum Produkt. – Promet 26: 32-52.
- SHEPERD, G.W., J. SEARSON, A. PALLOT & C.G. COLLIER (1995): The performance of a c-band weather radar during a line convection event. – Meteorological Applications 2: 65-69.
- SMITH, E.A., A. MUGNAI, H.J. COOPER, G.J. TRIPOLI & X. XIANG (1992): Foundations for statistical-physical precipitation retrieval from passive microwave satellite measurements. Part I: Brightness-temperature properties of a time-dependent cloud-radiation model. – Journal of Applied Meteorology 31: 506-531.
- SMITH, E.A., J.E. LAMM, R.F. ADLER, J. ALISHOUSE, K. AONASHI, E.C. BARRETT, P. BAUER, W. BERG, A. CHANG, R. FERRARO, J. FERRIDAY, S. GOODMAN, N. GRODY, C. KIDD, D.R. KNIVETON, C.D. KUMMEROW, G. LIU, F.S. MARZANO, A. MUGNAI, W. OLSON, G. PETTY, A. SHIBATA, R. SPENCER, F. WENTZ, T. WILHEIT & E. ZIPSER (1998): Results of the WetNet PIP-2 project. – Journal of the Atmospheric Sciences 55: 1483-1536.
- SMITH, T.M., P.A. ARKIN, G.J. HUFFMAN & J.J. BATES (2004): Estimating Bias of satellite-based precipitation estimates, relative to in situ measurements. – Proceedings of the 2nd IPWG Workshop. Im Druck bzw. dann online verfügbar über <http://www.isac.cnr.it/%7Eipwg/reports.html> (Stand 01.05.2005).
- SNYDER, J.P. (1987): Map projections – a working manual. – U.S. Geological Survey Professional Paper 1395, Washington: 383 pp.
- SOBOLEV, V.V. (1972): Light scattering in planetary atmospheres. – Nauka, Moskau: 335 pp.

- SPENCER, R.W., H.M. GOODMAN & R.E. HOOD (1989): Precipitation retrieval over land and ocean with SSM/I. Part I: Identification and characteristics of the scattering signal. – *Journal of Atmospheric and Ocean Technology* 6: 254-273.
- STAMNES, K., S.-C. TSAY, W. WISCOMBE & K. JAYAWEEERA (1988): Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. – *Applied Optics* 27: 2502-2509.
- STAMNES, K., S.-C. TSAY & T. NAKAJIMA (1988a): Computation of Eigenvalues and Eigenvectors for the Discrete Ordinate and Matrix Operator Methods in Radiative Transfer. – *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 39: 415-419.
- STAMNES, K. & R.A. SWANSON (1981): A new look at the discrete ordinate method for radiative transfer calculations in anisotropically scattering atmospheres. – *Journal of the Atmospheric Sciences* 38: 387-399.
- STANSKI, H.R., L.J. WILSON & W.R. BURROWS (1989): Survey of common verification methods in meteorology. – *World Weather Watch Technical Report* 8, WMO/TD 358, WMO, Genf: 114 pp.
- STRABALA, K.I., S.A. ACKERMAN & W.P. MENZEL (1994): Cloud properties inferred from 8-12 μ m data. – *Journal of Applied Meteorology* 33: 212-229.
- STRABALA, K.I., L.E. GUMLEY, T. RINK, H. HUANG & R. DENGEL (2002): MODIS direct broadcast products and applications. – *SPIE's Third International Asia-Pacific Symposium on Remote Sensing of the Atmosphere, Ocean, Environment, and Space*. Online verfügbar unter http://cimss.ssec.wisc.edu/~gumley/IMAPP/doc/SPIE_MODIS-DB_OCT2002_V1.pdf (Stand 01.04.2005).
- TAFFERNER, A. (1990): Lee Cyclogenesis resulting from the combined outbreak of cold air and potential vorticity against the Alps. – *Meteorology and Atmospheric Physics* 43: 31-47.
- TENHUNEN, J.D. & P. KABAL (eds., 1999): *Integrating Hydrology, Ecosystem Dynamics, and Biogeochemistry in Complex Landscapes*. – John Wiley & Sons, Chichester: 384 pp.
- THOSS, A., R. BENNARTZ & A. DYBBROE (2002): Precipitating cloud product of the Nowcasting SAF. – *Proceedings of the 1st IPWG Workshop*. Online verfügbar unter <http://www.isac.cnr.it/~ipwg/meetings/madrid/madrid2002-pres.html> (Stand 01.04.2005).
- THOSS, A. & R. BENNARTZ (2005): The SEVIRI precipitating clouds product of the Nowcasting SAF: First Results. – *Proceedings of the 2nd IPWG Workshop*. Im Druck bzw. dann online verfügbar über <http://www.isac.cnr.it/%7Eipwg/reports.html> (Stand 01.05.2005).
- TJEMKES, S.A., L. VAN DE BERG & J. SCHMETZ (1997): Warm water vapour pixels over high clouds as observed by Meteosat. – *Beiträge zur Physik der Atmosphäre* 70: 15-21.

- TODD, M.C., C. KIDD, D. KNIVETON & T.J. BELLERBY (2001): A combined satellite infrared and passive microwave technique for estimation of small-scale rainfall. – *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 18: 742-755.
- TOLLER, G.N. & A. ISAACMAN (2000): MODIS Level 1B product user's guide. – Release 2. MODIS Characterization Support Team, NASA Goddard Space Flight Center, MODIS ATBD 28. Online verfügbar unter http://www.mcst.ssaibiz/L1B/L1B_docs/V4_LATEST_L1B_DOCUMENTS/L1B_Product_Users_Guide.doc (Stand 01.04.2005).
- TOON, O.B., C.P. MCKAY & T.P. ACKERMAN (1989): Rapid calculation of radiative heating rates and photodissociation rates in inhomogeneous multiple scattering atmospheres. – *Journal of Geophysical Research* 94: 16287-16301.
- TSONIS, A.A. (1987): Determining rainfall intensity and type from GOES imagery in the midlatitudes. – *Remote Sensing of the Environment* 21: 29-36.
- TSONIS, A.A. & G.A. ISAAC (1985): On a new approach for instantaneous rain area delineation in the midlatitudes using GOES data. – *Journal of Climate and Applied Meteorology* 24: 1208-1218.
- TURK, F.J., F.S. MARZANO & E.A. SMITH (1998): Combining geostationary and SSM/I data for rapid rain rate estimation and accumulation. – *Proceedings of the 9th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography*: 462-465.
- TURK, F.J., J. HAWKINS, E.A. SMITH, F.S. MARZANO, A. MUGNAI & V. LEVIZZANI (2000): Combining SSM/I, TRMM and infrared geostationary satellite data in a near-realtime fashion for rapid precipitation updates: advantages and limitations. – *Proceedings of the 2000 Eumetsat Meteorological Satellite Data Users' Conference EUM 29*: 452-459.
- TWOMEY, S. (1991): Aerosols, Clouds and Radiation. *Atmospheric Environment* 25: 2435-2442.
- U.S. GEOLOGICAL SURVEY (1993): Digital elevation models. Data users guide. – Reston. Online verfügbar unter <http://edc.usgs.gov/guides/dem.html> (Stand 01.04.2005).
- VAN DE HULST, H.C. (1980): Multiple Light Scattering: Tables, Formulas and Applications. – Academic Press, San Diego: 739 pp.
- VAN DE HULST, H.C. (1981): Light scattering by small particles. – Dover Publications, New York: 470 pp.
- VÁRNAS, T. (2000): Influence of three-dimensional radiative effects on the spatial distribution of shortwave cloud reflection. – *Journal of the Atmospheric Sciences* 57: 216-229.
- VÁRNAS, T. & A. MARSHAK (2002): Observations of three-dimensional radiative effects that influence MODIS cloud optical thickness. – *Journal of the Atmospheric Sciences* 59: 1607-1618.

- VÁRNAL, T. & A. MARSHAK (2003): A method for analyzing how various parts of clouds influence each others brightness. – *Journal of Geophysical Research* 108: 7-1–7-10.
- VERMOTE, E.F., D. TANRÉ, J.L. DEUZÉ, M. HERMAN & J.-J. MORCRETTE (1997): Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum, 6s: An overview. – *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 35: 675-686.
- VERMOTE, E.F., N. EL SALEOUS, C.O. JUSTICE, Y.J. KAUFMAN, J.L. PRIVETTE, L.A. REMER, J.C. ROGER & D. TANRÉ (1997a): Atmospheric correction of visible to middle-infrared EOS-MODIS data over land surfaces: Background, operational algorithm and validation. – *Journal of Geophysical Research* 102: 17131-17141.
- VERMOTE, E., D. TANRÉ, J.L. DEUZÉ, M. HERMAN & J.-J. MORCRETTE (1997b): Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (6S). – 6S User Guide Version 2. Online verfügbar unter http://www.geog.tamu.edu/klein/geog661/handouts/6s/6smanv2.0_P1.pdf (Stand 01.04.2005).
- VERMOTE, E.F. & J.C. ROGER (1996): Radiative transfer modeling for calibration and atmospheric correction. – In: D'SOUZA, G., A.S. BELWARD & J.P. MALINGREAU: *Advances in the use of NOAA AVHRR for land applications*. Kluwer Academic Press, Dordrecht: 49-72.
- VICENTE, G.A. (1994): Hourly retrieval of precipitation rate from the combination of passive microwave and infrared satellite radiometric measurements. – PhD thesis, Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, University of Wisconsin, Madison: 127 pp.
- VICENTE, G.A., R.A. SCOFIELD & W.P. MENZEL (1998): The operational GOES infrared rainfall estimation technique. – *Bulletin of the American Meteorological Society* 79: 1883-1898.
- VICENTE, G.A. & R.A. SCOFIELD (1996): Experimental GOES-8/9 derived rainfall estimates for flash flood and hydrological applications. – *Proceedings of the 2000 Eumetsat Meteorological Satellite Data Users' Conference EUM* 26: 89-96.
- WARREN, S.G. (1984): Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave. – *Applied Optics* 23: 1026-1225.
- WARREN, S.G. (1995): Digitale, überarbeitete Version der in WARREN (1984) publizierten optischen Konstanten. Online verfügbar unter <http://omlc.ogi.edu/spectra/water/data/warren95.dat> (Stand 01.04.2005).
- WEINMAN, J.A. & P.J. GUETTER (1977): Determination of rainfall distributions from microwave radiation measured by the Numbus-7 ESMR. – *Journal of Applied Meteorology* 16: 437-442.
- WEISCHET, W. & W. ENDLICHER (2000): *Regionale Klimatologie. Teil 2. Die Alte Welt. Europa, Afrika, Asien.* – Teubner, Stuttgart: 626 pp.

- WENG, F.W., L. ZHAO, R. FERRARO, G. POE, X. LI & N.C. GRODY (2003): Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU) cloud and precipitation algorithms. – *Radio Science* 38: 8068-8083.
- WILHEIT, T.T., R.F. ADLER, S. AVERY, E. BARRETT, P. BAUER, W. BERG, A. CHANG, J. FERRIDAY, N. GRODY, S. GOODMAN, C. KIDD, D. KNIVETON, C.D. KUMMEROW, A. MUGNAI, W. OLSON, G. PETTY, A. SHIBATA, E.A. SMITH & R. SPENCER (1994): Algorithms for the retrieval of rainfall from passive microwave measurements. – *Remote Sensing Reviews* 11: 163-194.
- WWRP/WGNE (JOINT WORKING GROUP ON VERIFICATION, 2005): Forecast Verification - Issues, Methods and FAQ. – Online verfügbar unter http://www.bom.gov.au/bmrc/wefor/staff/eee/verif/verif_web_page.html (Stand 01.04.2005).
- WYLIE, D.P. (1979): An application of a geostationary satellite rain estimation technique to an extra-tropical area. – *Journal of Applied Meteorology* 18: 1640-1648.
- WYSER, K. (1998): The effective radius in ice clouds. – *Journal of Climate* 11: 1793-1802.
- XIE, P. & P.A. ARKIN (1996): Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model predictions. – *Journal of Climate* 9: 840-858.
- XIE, P. & P.A. ARKIN (1997): Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. – *Bulletin of the American Meteorological Society* 78: 2539-2558.
- XIE, P. & P.A. ARKIN (1998): Global monthly precipitation estimates from satellite-observed outgoing longwave radiation. – *Journal of Climate* 11: 137-164.
- XU, L., X. GAO, S. SOROOSHIAN, P.A. ARKIN & B. IMAM (1999): A microwave infrared threshold technique to improve the GOES precipitation index. – *Journal of Applied Meteorology* 38: 569-579.
- YAMAMOTO, G., M. TANAKA & S. ASANO (1970): Radiative transfer in water clouds in the infrared region. – *Journal of the Atmospheric Sciences* 27: 282-292.
- ZEGE, E.P., A.P. IVANOV & I.L. KATSEV (1991): Image transfer through a scattering medium. Springer, Berlin: 360 pp.